

# 岩石礦物礦床學

第十七卷 第四號

(昭和十二年四月一日)

## 研究報文

- 高溫水晶の蝕像及びドーFINE雙晶の成因的考察……理學博士 神 津 俣 祐  
理學士 渡 邊 新 六
- 台灣台中州南投郡下の海綠石に就て……………理學士 國 府 健 次  
工學士 山 崎 稔
- 津輕、中越兩油田の地向斜構造……………理學博士 高 橋 純 一  
(構造分析の一方法)(2)
- 愛媛縣四阪諸島明神島産桃簾石(Thulite)に就て……理學士 吉 村 豐 文

## 抄 錄

- 礦物學及結晶學 石英の $-183.5^{\circ}\text{C}$ に於ける新態 外13件
- 岩石學及火山學 最近に於ける珩酸鹽類の高溫研究及びその火成岩論に對する  
重要性 外11件
- 金屬礦床學 或種の酸化鐵礦に就いての物理的性質 外2件
- 石油礦床學 Shoestring oil sandsの成因及び分布 外4件
- 窯業原料礦物 粘土の物理性に關聯せる化學成分 外1件
- 石 炭 石炭の硬度 外3件
- 參考科學 中央構造線の研究に就ての一試案

## 會報及雜報

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

# The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

## *President.*

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

## *Secretaries.*

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Sudzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

## *Assistant Secretary.*

Kunikatsu Seto, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

## *Treasurer.*

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

## *Librarian.*

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

## *Members of the Council.*

Kôichi Fujinura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Junpei Harada, *R. S.*

Fujio Homma, *R. H.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Ryôhei Katayama, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Mitsuura, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Oinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Veijirô Sagawa, *R. S.*

Toshitsuna Sasaki, *H. S.*

Isuzu Sugimoto, *K. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takenouchi, *K. H.*

Hidezô Tanakaraté, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*

Kuni Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

## *Abstractors.*

Yoshinori Kawano,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Tadahiro Nemoto,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tunehiko Takenouti,

Shizuo Tsurumi,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Tsugio Yagi,

Bumpei Yoshiki,

# 岩石礦物礦床學

第十七卷 第四號

昭和十二年四月一日

## 研究報文

### 高温水晶の蝕像及びドーファイネ雙晶の 成因的考察

理學博士 神 津 俣 祐

理學士 渡 邊 新 六

#### 1. 高温蝕像の歴史

1902 年に G. Friedel<sup>1)</sup> は  $\text{KHSO}_4$  に FK を加へたものの中で水晶を  $600^\circ\text{C}$  に加熱して出来た蝕像を研究して、高温水晶は  $D_6$  の對稱のものであらうとした。併しこの實驗の結果だけでは決定的に  $D_6$  のものとはなし得なかつたので、1907 年 O. Mügge<sup>2)</sup> はこの Friedel の實驗を繰返すと共に、更に  $\text{NaPO}_3$  の熔融液の中で作った水晶の高温蝕像を研究し、水晶の雙晶關係を考慮に入れて、高温水晶の對稱が  $D_6$  のものであることを略決定し得た。然し蝕像が明瞭を缺き對稱關係を確定し得なかつた點も猶残つて居つた。

1) G. Friedel, Sur les figures de corrosion du quartz à haute temperature. Bull. Soc. Franç. mineral. 25. 112~113, 1902.

2) O. Mügge, Ueber die Zustandsänderung des Quarzes bei  $570^\circ\text{N. Jb.}$  Festband, 1907, 181~196.



其後 1916 年に至り R. Nacken<sup>1)</sup> は水晶球を同じく  $\text{NaPO}_3$  で約  $700^\circ\text{C}$  で熔蝕したものについて研究し、高温水晶の對稱が  $D_6$  のものであることを明にすることが出来た。

## 2. 余等實驗の結果及び對稱關係

筆者等は最近水晶に關する研究を進めるに當り、又この高温水晶の對稱を明にする必要を感じ、先づその蝕像の研究を行つたので、茲にその概略を報告することゝした。

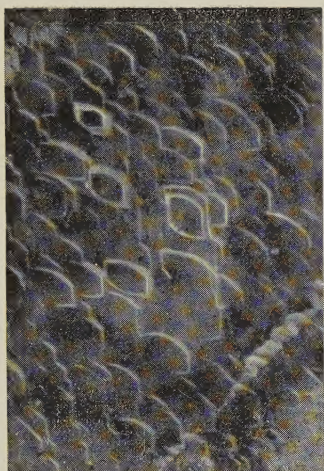
熔蝕剤には  $\text{NaPO}_3$  (融點  $617^\circ\text{C}$ ) を用ひ、電氣爐中で  $750^\circ\text{C}$  乃至  $800^\circ\text{C}$  に 2 時間乃至 4 時間保つて蝕像を作つた。温度の上昇及び冷却は比較的徐々に行つて、水晶に割目の出来るのを避けた。

蝕像は  $m$  ( $10\bar{1}0$ ),  $r$  ( $10\bar{1}1$ ),  $z$  ( $\bar{1}011$ ) 等の天然面に生ずるもの、外、人工で研磨して作つた  $m$  ( $10\bar{1}0$ ),  $a$  ( $11\bar{2}0$ ),  $\xi$  ( $11\bar{2}2$ ) 等の面に生ずる蝕像についても觀察した。一般には人工面に出来た蝕像が明瞭な形態を示して觀察に便であつた。尙全體を通じて、Mügge の論文に載せられたものより判然たる蝕像が得られた。

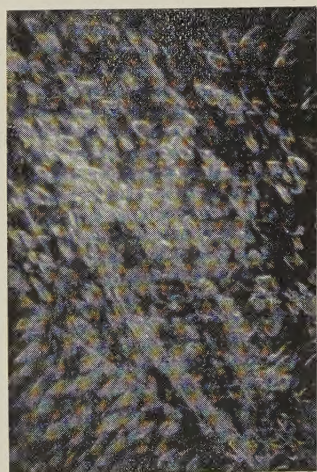
**第一柱面の蝕像**  $m$  面では第壹圖及び第貳圖の寫眞及び第九圖の見取圖に示す様な四邊形又は六邊形其他の形の僅かに突出した蝕像が得られた。この際四邊形、六邊形其他の形のものの  $c$  軸の方向に對して斜に傾いた邊の方向が水晶の左右性を示すもので、この線の方向が向つて右上りのものは(第壹及び第貳圖)低温の右水晶に出来、左上りのものが低温で左水晶の

1) R. Nacken, Ätzversuche an Kugeln aus Quarz und  $\alpha$ -Quarz. N. Jb. 1916, I. 71~82.

2) 神津叔祐, 渡邊新六. 水晶の日本式雙晶に就て (I) 岩石礦物礦床學, 第十七卷, 第一號, 1~25, 昭 12,  
神津叔祐, 待場勇, 水晶の日本式雙晶に就て (II) 岩石礦物礦床學, 第十七卷, 第二號, 53~95, 昭 12.

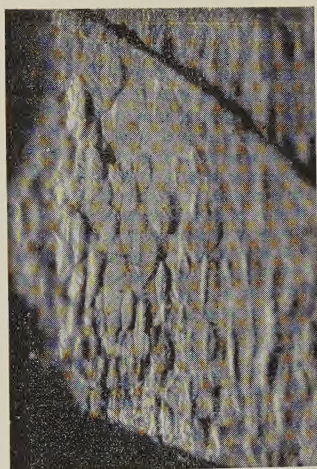


1 × 19



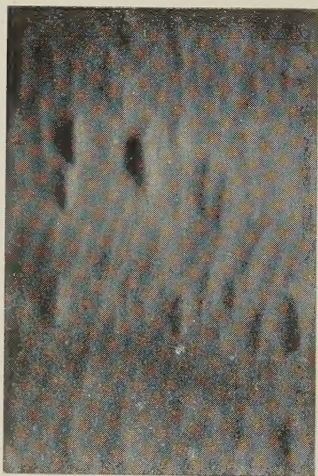
3 × 90

2 × 30



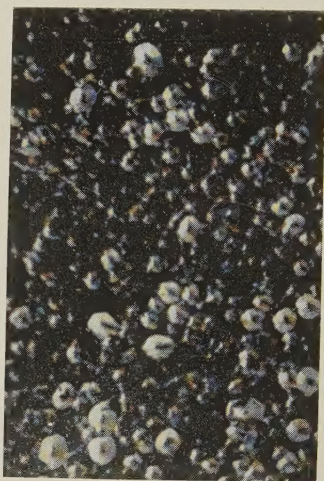
4 × 90





7

× 250



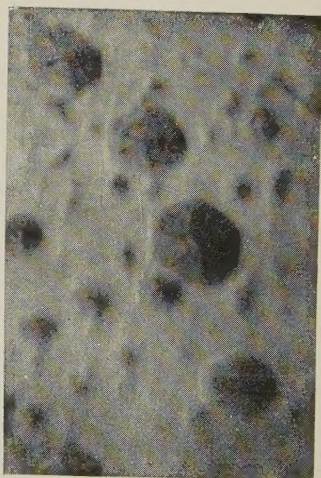
5

× 70



8

× 60





6

× 250

ものに生じた。この蝕像は高温水晶では  $m$  面に垂直な二回對稱軸の存在することを示すものである。而してこの蝕像はどの  $m$  面でも同じ形で、同じ向きである。使用した水晶に依つては、右上り蝕像と左上り蝕像とが同一  $m$  面に見られるものがある。(第三圖)。これは低温水晶に於けるブラジル雙晶に相當する高温水晶の雙晶を示すものと考へられる。

**$r(z)$  面の蝕像**  $r(z)$  面は總て天然面を使用した故か十分明瞭な蝕像を観察し得なかつたが、大體第四圖に示したやうな短艇の縱斷面形の蝕像が得られた。低温水晶の右のものではこの短艇の艫が向つて右手に出來、 $r$  面でも  $z$  面でもその形、その向は同じである。左水晶を使用すればこれと反對向きのものが得られる。即ち高温水晶では低温水晶の  $r$  面と  $z$  面との區別が無くなつたことを示す。このことは  $m$  面に垂直な二回對稱軸の出來たこととも相調和する。

**底面の蝕像** 人工で作つた  $(0001)$  面では第五圖及び第六圖の様な hexagonal pyramid が出來、殆んど總ての場合、その底を成す六角形は第一柱面のなす六角形と一致する。但し稀に之と約  $30^\circ$  の傾きをなすが如く見らるゝものもある。而して尙よく觀察すると、この hexagonal pyramid の稜には少しくネヂレが見え、低温で右水晶であつたものでは、このネヂレの向きが  形であり、低温で左水晶であつたものでは  形である(第六圖)即ち  $(0001)$  の蝕像から考へると、高温水晶では  $(0001)$  に垂直な六回對稱軸の存在すべきことが判る。

**第二柱面の蝕像** 次に人工で作つた  $a(11\bar{2}0)$  面では第七圖の様な蝕像が得られた。これは細長い四邊形の兩端が嘴形に屈曲せる底を有する突起でその長い方向は  $c$  軸の方向に一致する。この兩端の曲りが反時計方向に向くものは低温の右水晶に出來る(第九圖参照)。而してこの形は此の  $a(11\bar{2}0)$  面に垂直な二回對稱軸の存在することを示してゐる。 $(11\bar{2}0)$  面



についてもこれと同じ形, 同じ向きの蝕像が見られた。これは Mügge の行はなかつた實驗である。

以上の結果を綜合して, 高温水晶の蝕像と其對稱關係を模式的に示せば第九圖のやうである。これは高温水晶が  $D_6$  の對稱のものであることを示し, その間に少しも矛盾なく互によく調和し, 他に對稱面等の生ずることは考へられず, 又これ以下の對稱も考へられない。

高温水晶が  $D_6$  の對稱のものであれば, 低温水晶 ( $D_3$ ) では互に同價の面<sup>1)</sup>でなかつた ( $11\bar{2}2$ ) と ( $\bar{1}\bar{1}22$ ) との面は高温水晶で新に生じた  $m^V$  ( $1\bar{1}00$ ) 面に垂直な二回對稱軸の對稱操作で重合させられる様になり, 同價の面となるから, 同じ蝕像が同じ向きに生ずべきであり, 實驗に依つて又その然ることを確め得た (第八圖)。

故に余等は敢て Nacken の行つたやうな水晶球についての實驗を行はずとも, 高温水晶が  $D_6$  の對稱のものであることを斷定するに躊躇を要せぬものと思へる。

### 3. ドーファイネ雙晶は高温水晶には存在せず

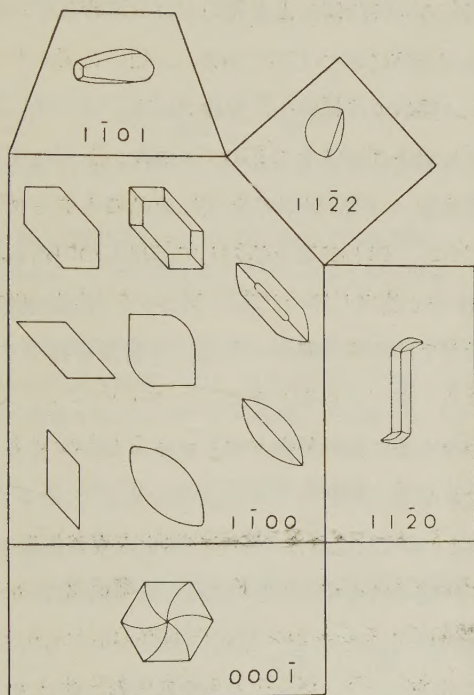
低温水晶に 殆んど常に 現はるゝドーファイネ雙晶は  $c$  軸を雙晶軸として  $180^\circ$  廻轉した雙晶であるが,  $c$  軸は  $D_6$  の對稱の高温水晶では六回廻轉の對稱軸となるから,  $c$  軸の  $180^\circ$  廻轉は高温水晶の對稱操作の一つに過ぎず, 高温水晶それ自身と全く同一方位の高温水晶を結果するだけで,  $c$  軸の  $180^\circ$  廻轉では何らの雙晶も生じない。従つて高温水晶では低温水晶に於けるドーファイネ雙晶は成立し得ない。この考察は  $m$  面についても同様である。即ち低温水晶のドーファイネ雙晶は此面に垂直な軸を雙晶軸とする hemitrope twin と定義出来るが, 此面には  $D_6$  の對稱の高温水晶では, 同様に二回對稱軸が生じてをるから, 此の軸による  $180^\circ$  廻轉は何等雙晶を生ずるこ

1) 神津, 渡邊 岩石礦物礦床學, 第十七卷, 第一號, 20 頁, 昭 12.



とがない。又實際に高温蝕像に於てはドーファイネ雙晶に相當するものを見出し得なかつた。

第 九 圖



高温左水晶諸面上の蝕像模式圖

待場學士は低温水晶を弗化水素で溶蝕してドーファイネ雙晶の存在することを確めた結晶を研磨し、低温蝕像を磨滅し、更に高温で蝕像を作つて見たが低温に於けるドーファイネ雙晶の關係は高温蝕像に於ては全く消滅してしまつた。

即ちドーファイネ雙晶は高温水晶では全く存在しないものであることが明である。

## 4. 天然の低温水晶に於けるドーファイネ雙晶

天然に産出する水晶には  $573^{\circ}\text{C}$  以上で高温水晶として晶出した水晶もあり、又それ以下の温度で初めから低温型として晶出したものもあるが、現在吾等の目に觸れるものは何れも實質的には低温水晶であることはその蝕像、旋光性、X 線現象等に依つて明である。

このドーファイネ雙晶は待場學士の實驗の結果に見た様に高温水晶から低温水晶に移化する場合に生成するもの、みてないことは明かである。何故なれば水晶の變移點  $573^{\circ}\text{C}$  以下で生じた水晶にもドーファイネ雙晶を認む<sup>1)</sup>ことは普通である。然し低温水晶として晶出しつゝ、ある場合に出来たものであるか、或は全く晶出し終つた後に何等かの原因で出来たものであらうかの問題に對しては明答を與ふべき確かな實證を持つて居らないが、これは他日證明する、事であらうと思ふ。

待場學士は弗化水素に依る蝕像でドーファイネ及びブラジル雙晶の全く認められなかつた水晶片を研磨して、その蝕像を取去り、之を  $700^{\circ}$  乃至  $800^{\circ}\text{C}$  に約 3 時間加熱し、徐冷又は急冷の後再び弗化水素で蝕像を生ぜしめて、常に新にドーファイネ雙晶の生ずることを確めた。但し急冷した時にはドーファイネ雙晶は比較的細密に生じ、且つ結晶に割目を生ずるのが常であり、徐冷した際は割目は出来ないが、ドーファイネ雙晶は常に新に生ずることを認めた。この事實は Mügge も既に記載した事である。

- 1) 明に初めから低温水晶として晶出したと思はれる五島産の水晶にドーファイネ雙晶の認めらるゝ事は既述の通りである(本誌、第十七卷、53~95 頁、昭 12) 又荒川礦山、足尾銅山等の礦脈中の水晶も余等の實驗したものでは常にドーファイネ雙晶の存在することを知つた。此等の水晶も初めから低温水晶として晶出せるものであらう。

この事實を geological thermometer として使用せんとすることは多くの學者に依つて試みられたが、ドーファイネ雙晶は低温で晶出する水晶にも生ずる事實があり、又高温から徐々に冷却する時はドーファイネ雙晶を生ぜざる様にも取扱ひ得ると言ふことであるから、尙考慮を要すべき事と思はれる。

### 圖 解

第 1 圖 高温水晶  $m$  面の  $800^{\circ}\text{C}$  に於ける蝕像、甲州産水晶にて低温に於て right trapezohedron を呈せるもの。19 倍 (透過光線)。

第 2 圖 第 1 圖と同結晶にして 30 倍に擴大 (透過光線)。

第 3 圖 高温水晶の  $m$  面に於けるブラジル雙晶を示す蝕像 ( $750^{\circ}\text{C}$ )、甲州産水晶、90 倍 (反射光線)。

第 4 圖  $r(z)$  面の高温蝕像 ( $800^{\circ}\text{C}$ ) 但し天然面、甲州産水晶、90 倍 (反射光線)。

第 5 圖 高温水晶底面の蝕像  $750^{\circ}\text{C}$ 、甲州産水晶、70 倍 (反射光線)。

第 6 圖 底面の蝕像なれども  $800^{\circ}\text{C}$  に加熱、甲州産水晶、250 倍 (反射光線)。

第 7 圖 第二柱面 ( $11\bar{2}0$ ) の蝕像 ( $800^{\circ}\text{C}$ )、甲州産水晶、250 倍 (反射光線)。

第 8 圖 ( $11\bar{2}2$ ) 面の  $800^{\circ}\text{C}$  に於ける蝕像、甲州産水晶、70 倍 (反射光線)。

## 台灣台中州南投郡下の海綠石に就て

理 學 士 國 府 健 次

工 學 士 山 崎 稔

此地に産出する海綠石の發見者は、台北帝大市村助教授にして、それに就ては既に二つの報告あり<sup>2)</sup>。しかるに一方我等も之が研究に志し、著者の一人國府は親しく現場を調査して各種の試料を採取せり。いま茲にその研究結果を發表せんとす。

1) B. Sosman, Properties of Silica. 784 頁, 1927.

2) 市村毅, 台灣地學記事, 第四卷 (1933), 88~90 頁。

同上, 日本學術協會報告, 第十卷 (1935), 334~337 頁。

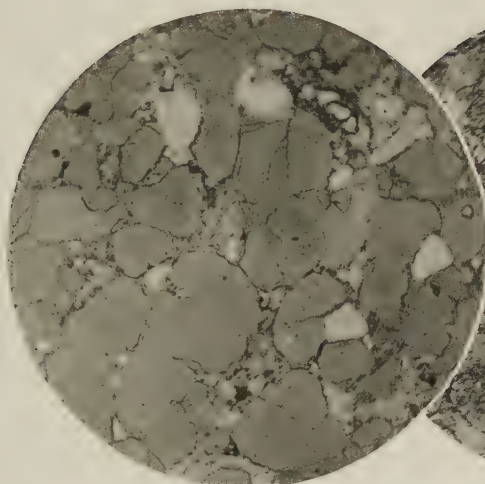


この産地は、北は中寮庄哮猫より平林溪を遡る事約 4 軒の地點附近より、南は集々庄水裡坑の西北約 3 軒の地點に至る細長く南北に延びたる區域にして、この間所々に海綠石を多量に含む岩層の露出を見る。海綠石含有層は所謂阿里山層の一部にして、集々大山より中心山を経て北方に延びたる連峯を形成する累層よりも更に下層位にあり、而してこの附近を二尖山背斜軸が南北に通過す。海綠石を多量に含有する岩層を發見したるは、平林溪南流を遡ること哮猫より約 2 軒の地點にして、厚さ約 1.5 米、走向南北に近く、西に急傾斜をなし、その露出は上流に向ふて右側に著し。それより約 100 米上流の向つて左側に露出せるものは海綠石を含有する事比較的少きも、厚さ 20~30 厘の層が、その厚さ位の間隔を保ちて 6 枚存在す。番子吧の東方約 3.5 軒の地點にもその露出ありて、上層が約 75 厘、下層が約 1.5 米なり。尙ほ其他の區域にありては、含有層の厚さを正確に測り得る所なく、最も厚き場合と雖も 2 米を超えることなきものゝ如し。即ち少くとも 3 枚の層が存在するものゝ如く、又これ等の層は何れも背斜軸の西側にあるものと判斷せらるゝ故、その東側にも露出ありて然るべく、この事はこれ等の地點より上流に海綠石含有岩石の轉石が存在する事によりても想像せらる。

海綠石は灰色泥灰岩乃至砂岩中に存し、而してその最も多量に含有するものは後者にして、ためにその岩石は濃綠色を呈する故、その識別も容易なり。これ等の岩石を顯微鏡下に檢するに、先づ平林溪北流に産出するものゝ一つ（分析番號 I）は、海綠石を極めて多量に含有し、容積より云へば約 80% に相當すべし。

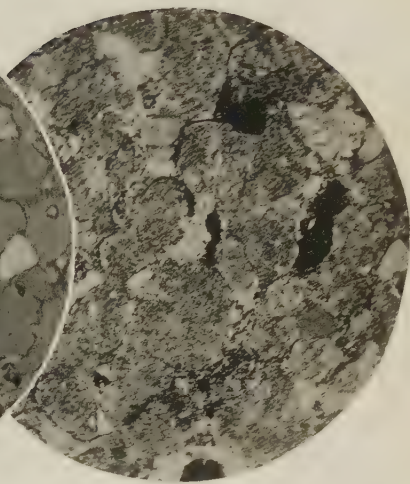
海綠石は極めて鮮かなる綠色を呈し、(001) に平行に明瞭なる劈開を有す。(001) に於ては殆ど多色性無きも、劈開を示す面に於ては顯著なる多色性を示す、即ち劈開に沿ふて濃綠色を、又それと直角なる方向に於ては黄

第 一 圖



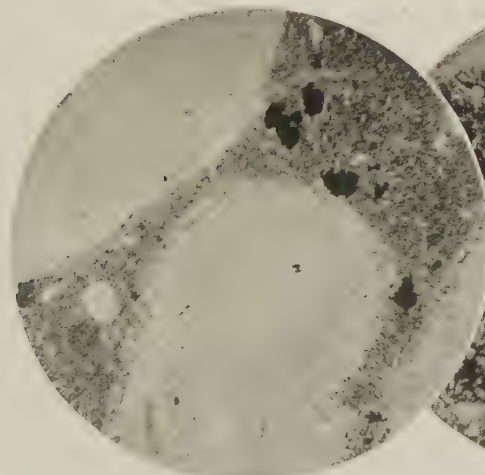
海綠石砂岩(分析番號 I)  
平行ニコル,  $\times 38$   
(海綠石の密集せる  
状態を示す。)

第 二 圖



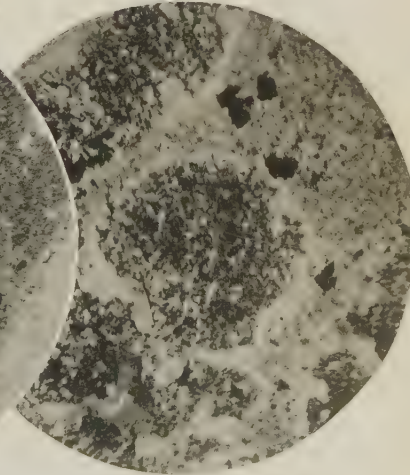
海綠石砂岩(分析番號 I)  
十字ニコル,  $\times 38$   
(海綠石の aggregate  
polarization を示す。)

第 三 圖



海綠石(分析番號 V)  
平行ニコル,  $\times 68$   
(海綠石中に方解石の  
介在せる状態を示す。)

第 四 圖



海綠石(分析番號 V)  
十字ニコル,  $\times 68$   
(海綠石の aggregate  
polarization を示す。)





綠色を呈す。故に多色性は  $X=\text{黄緑}$ ,  $Y=\text{緑}$ ,  $Z=\text{濃緑}$  にして, 吸収は  $Z>Y>X$  なり。十字ニコル下に於ては (001) は, この礦物特有の緑青入亂れ

第 一 表

	Number				
	I	II	III	IV	V
SiO <sub>2</sub>	49.12	50.58	49.22	51.26	39.95
TiO <sub>2</sub>	0.81	tr.	1.13	tr.	tr.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.94	9.70	7.81	11.24	11.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.80	16.33	12.32	16.94	11.87
FeO	2.19	2.28	2.40	2.10	7.08
MnO	none	0.09	tr.	0.06	0.08
MgO	2.65	4.15	3.10	3.84	4.45
CaO	4.89	1.79	7.52	0.51	4.14
K <sub>2</sub> O	5.90	5.65	3.62	6.13	3.73
Na <sub>2</sub> O	2.71	1.65	0.72	0.47	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	none	none	none	none
CO <sub>2</sub>	4.45	2.69	8.01	0.63	9.72
S	0.27	0.33	0.06	0.23	0.78
H <sub>2</sub> O(+)	4.58	5.27	3.67	5.60	5.65
Total	100.37	100.51	99.58	99.01	99.75

第 二 表

Molecular ratios obtained from the analyses given in table I.

	Number	
	II	IV
SiO <sub>2</sub>	0.842	0.853
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.095	0.110
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.102	0.106
FeO	0.032	0.029
MgO	0.103	0.095
K <sub>2</sub> O	0.060	0.065
Na <sub>2</sub> O	0.027	0.008
H <sub>2</sub> O(+)	0.293	0.311

たる aggregate polarization を示し, 劈開を示すものは, それがニコルの振動方向と一致する時に於て暗青綠色を呈し, その他の位置に於ては緑, 青, 紫等の鮮かなる干涉色を示す。光軸角は殆ど零にして, 光學的に負なり。猶ほ海綠石の他に本岩石中に存在するものは方解石 (これは二枚介類或は各種の有孔蟲の化石を形成せるもの多し)。及び石英, 正長石, 斜長石, 粘土質物及び少

量の黄鐵礦, 磁鐵礦等なり。

平林溪北流の他の一つのもの(分析番號 III)は、前述のものに酷似すれども海綠石の含有量に於て稍々劣るものゝ如し。

次に哮猫東方のもの即ち平林溪南流に於て厚さ約 1.5 米の層をなすもの(分析番號 V)は、海綠石の粒極めて大きく、その最も大なるは直徑 1

第 三 表

Atomic ratios.

	Number		Simple whole-number ratio
	II	IV	
Si	0.842	0.853	6
(Fe, Al)	0.394	0.432	3
(Fe, Mg)	0.135	0.124	1
(K, Na)	0.174	0.146	1
O	2.497	2.551	18
H <sub>2</sub> O(+)	0.293	0.311	2

耗に達し又粒子相互の間隔は割合に大なり。その特徴は粒子中に方解石の介在する事にして、時にはその半ば以上を占むる事あり。この方解石と海綠石との關係を考ふるに、その境界が比較的明瞭なる點より見て、

海綠石の分解によりて方解石を生ぜるものには非ずして、共生的のものなるが如く思はる。尙この岩石の海綠石の間隔を充填するものは殆ど方解石の微晶なるが如く、従て全體として極めて方解石に富む故、これを石灰質海綠石砂岩(calcareous glauconite sandstone)とも稱し得べし。その他の含有礦物種類も前者に準ず、化石も同じ。

第一表に化學分析の結果を掲ぐ。表中 I 及び III は岩石の儘、II、IV 及び V は摘出せる海綠石を分析せるものにして、II は I より、IV は III より夫々摘出せるものなり。而して I と III は平林溪北流に産するものにして、I は前記の海綠石含有量約 80 % に及ぶものなり。III は平林溪南流に於て厚さ約 1 米の層をなす海綠石砂岩より摘出せるものなり。猶ほ之を摘出するは、原岩石を適當の粒子にまで碎き、それを双眼顯微鏡下に於て選別せるものにして、選別後方解石等の不純物を除くため稀薄なる酸による處理を一應は考へたるも、これがために海綠石夫自身の犯さるゝ事を

真れて取止めたり。

この表を通覽するに、摘出せる海綠石 II, IV 及び V 中、IV が最も純粹なるものと云ふべく、又更らに礦物學的檢討の結果をも加味して、この海綠石はこの地方に産出するもの標準を示すものと見做し得べし。これをその化學成分に就て云へば、IV は H. Schneider 氏の與へたる海綠石の化學式  $(K, Na)(Fe, Mg)(Fe, Al)_3Si_6O_{18} \cdot 3H_2O$  の基準となれるもの、化學成分に準すべきものにして、即ち  $CaCO_3$  (方解石) 等の不純物最も少く、 $K_2O$  の 6.13%,  $SiO_2$  の 51.26%,  $Al_2O_3$  の、11.24% 及び  $MgO$  の 3.84% 等は、標準に近きものと云ふべきものなれども、但し Fe の酸化物は少きなり。

由來海綠石の化學成分は相當に研究せられ、その結果 Clarke 氏は  $KFe'''Si_2O_6 + aq$ , Hallimond 氏は  $R_2O \cdot 4(R_2O_3, RO) \cdot 10SiO_2 \cdot nH_2O$ , P. Niggli 氏は  $4SiO_2(Fe, Al)_2O_3 \cdot (Fe, Mg, K_2, Na_2, Ca)O \cdot 2H_2O$  なる化學式を與へたるが、H. Schneider 氏はこれ等に優るものとして上記の式を與へたるものなり。猶ほ日本に於ける海綠石に就ては東北帝大八木理學士<sup>2)</sup>の研究ありて、化學式は  $R_2O \cdot 4(RO \cdot R_2O_3) \cdot 10SiO_2 \cdot 4H_2O$  なり。

次に摘出せる海綠石中 V は不純物多き故これを除外し、II 及び IV に就き Schneider 氏の如く化學式を算出するに第二及び第三表の如し。

即ちこの割合は H. Schneider 氏の場合と相似たりと雖も、 $H_2O$  (+) に於て稍少く、その指數 3 よりは 2 に近き傾向あるは、Schneider 氏の場合の如く Loss on ignition を直ちに  $H_2O$  とせざりしためなるべし。

兎も角海綠石は一般に大なる單一結晶として産することなく、常に微晶

1) Hyrum Schneider, Jnur. Geol., Vol. 35, 1927, 289.

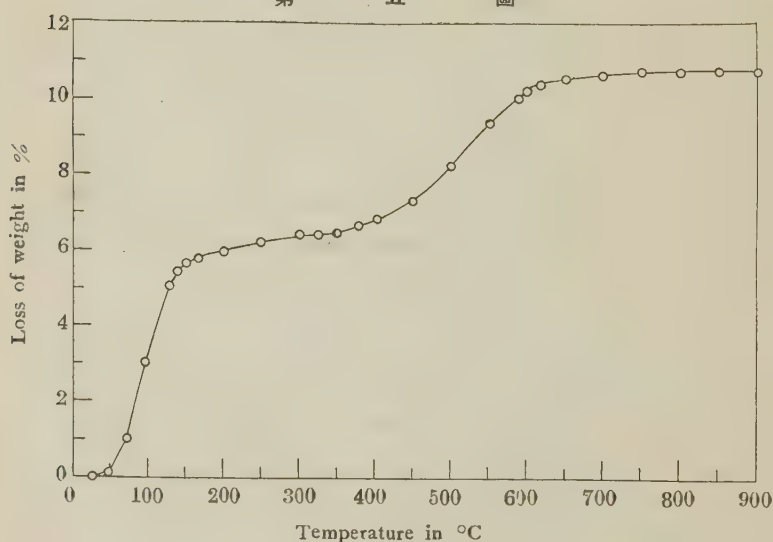
2) 八木次男, 本誌第三卷 119 頁 (昭和五年, 1930)



集合の粒として存在するため、その試料を集むるに當つては純粹なるものを望み難きにより、その化學成分に關する研究も相當の困難を作ふものなるべし。

その他 I 及び III は参考のため海綠石を含有する原岩石を分析せるものなるが、これ等を、その各々より摘出せる海綠石の成分と夫々比較するに、一般に海綠石の成分は原岩石に於て減少し、然らざるものは増加せるを見るべし。即ち一般に原岩石に於ては  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  (+) 及び  $\text{Fe}$  の酸化物等は減少し、 $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$  及び  $\text{TiO}_2$  等は反對に増加せり。これによりて見るも摘出の効果相當大なるを知るべし。

第 五 圖



猶ほ S が存在するは黃鐵礦を含有するためなり。(灼熱の際は S の半分が逃げ去るものとして取扱ひたり)。

次に摘出せる海綠石中最も純粹なる IV に就き温度に因る減量(主として脱水のため)速度の變化を測定したるが、これは海綠石の結晶水の熱に

對する性質を知る上に於て重要なものにして、斯の如き研究に關しては東北帝大八木理學士の報告あり。<sup>1)</sup>この測定方法は熱天秤を用ひて試料を電氣爐中に熱しつゝ、溫度による質量の變化を読み行くものにして、その加熱速度は  $100^{\circ}\text{C}/30\text{ m}$  にして、その結果を表圖せるものは第五圖なり。この實驗に於て海綠石の一成分たる  $\text{FeO}$  (2.10%) は、加熱中に酸化せられて  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  となり質量の増加を示す筈なるも、この増加は 0.23% にして且  $500^{\circ}$  附近迄に漸次變化する故に、この實驗に於ては認められざる程度のものなり。又  $\text{CaCO}_3$  も混入し居るも ( $\text{CO}_2$  は 0.63%)、その影響も結果の上にならずと見る能はず。その外黃鐵礦中の S も分離する筈なるが、これは全體として 0.23% にして、その半分が逃げ去るとしても、問題にならざる程度のものなり。

この實驗結果に於て  $150^{\circ}\text{C}$  附近迄の脫水は吸着水 ( $-\text{H}_2\text{O}$ ) にして、 $350^{\circ}\text{C}$  附近より以上の脫水は結晶水を示すものなるが、その脫水は ( $600^{\circ}\text{C}$ ) 附近に於て完結せるを見る。これ等各溫度は八木理學士の實驗の場合とは多少の相違あれども、これは加熱速度に差異ある事にも基因するものなるべし。

終りに臨み本研究に就き御援助を賜はりし工業部長技師加福博士及び工業部無機工業化學科長服部技師に對し厚く感謝の意を表す。

(臺灣總督府中央研究所工業部無機工業化學科にて)

1) 八木次男, 本誌第二卷 16 頁 (昭和四年, 1929)

## 津輕、中越兩油田の地向斜構造 (2) (構造分析の一方法)

理學博士 高 橋 純 一

### 津 輕 型 と 中 越 型

津輕油田を構成する新三紀層の層序及び層厚は、大體第1表に示すが如く西津輕油田に於ては上部層の發達不良で、中央の津輕盆地の大部に亘つて四紀層に被覆されて三紀層の露出を見ない。東津輕の孫内層（海綿を含まず）は潮海乃至陸地堆積の漸移層で、且つ下方の内眞部層（海綿化石を含む）との彎曲關係も一般に調和的である故、これを基準層として斷面圖を描き、且つ構造分析を行つた（第2表）。西津輕に於ては孫内層に相當す

第 一 表

津 輕 油 田 層 序

東 津 輕		西 津 輕	
鶴ヶ坂層	200 m	.....	
孫 内 層	300 m	.....	
内 眞 部 層	±500 m	舞 戸 層	+500 m
飯 詰 層	950 m	鱈ヶ澤層	+700 m
梵 珠 層	±600 m	追良瀬層	+600 m
四ッ瀧層	±850 m	大 戸 瀬 層	+350 m

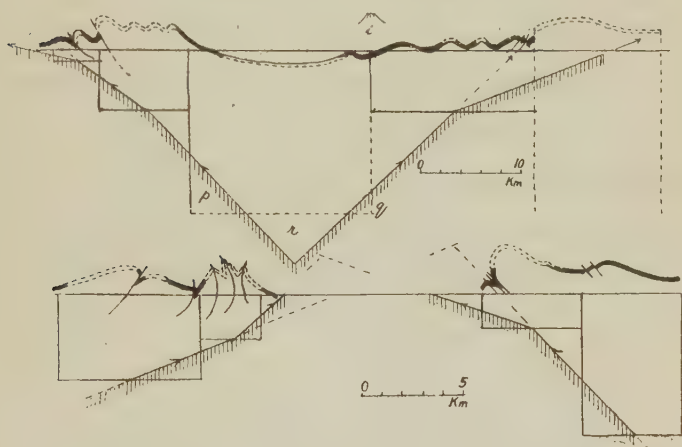
るもの無く、舞戸層は海綿化石を含む粗糲な砂岩頁岩の互層で、大體內眞部層下部に相當するものである。その表面は水平な段丘堆積層で被はれて居るが舞戸層上部は削剝された形跡が明かである故、斷面圖に於ては舞戸層上部(約 150 m)を含む層厚 300 m の地層を假想して、それを基準層と定めた。津輕平野に於ける作圖は、上記の東西津輕油田に於ける基準層を地表の傾斜角と試井の狀況に従つて延長連絡せしめたものであつて、單に蓋然



性を有する断面圖であると云ふに過ぎない。

孫内層は既に報告せる如く（東部津輕油田の構造, 前出), 青森灣の西邊

第 二 圖



津輕油田(上)と中越油田(下)の構造分析

第 二 表

構 造 分 析 (km)

(東 津 輕)	a	b	c	d
土 筆 森	7.5	4.5	0.8	1.2
梵 珠	11.5	8.5	2.2	6.0
(津輕盆地)	19.5	19.0	0.5	16.0
(西 津 輕)	.....	.....	.....	.....
鰐 ケ 澤	17.0	15.0	0.8	6.0
大 戸 瀬	13.5	12.5	2.7	23.7

より奥羽線沿線に最も標式的な發達を示し, 津輕盆地に向つて尖縮する傾向が著しく, 反對に鶴ヶ坂層（浮石層）はその層厚を増加するものと推定す可き根據がある。斯様な『有り得可き場合』を推定し, それぞれの作圖によつて盆地區のcの値の極限が求め得られる。津輕油田に關する第2表の數値は斯様にして求めた近似値であり, 他日の補正を留保するものであ

る。

第2表に於ける津輕盆地のdの値は16 kmに達するが、これは前述の如く、新三紀層の堆積がこの深度に達する事を意味せず、可搖帶(mobile zone)として地向斜帶基盤地質の存在を示すものである。假りに地向斜帶の常態に従つて、兩翼部を構成する地層(第2表)が、盆地中央に至つて約2倍の厚さに達するものとすれば、全層厚は約5 kmとなり、それ以下の部分は可搖性基盤地質に相當する譯である。

大戸瀬區(第2圖上、左端)は下部綠色凝灰岩層(新三紀層の基底層で古生層、花崗岩を不齊合に被覆する)たる大戸瀬層より成り、追良瀬層(臺島

第 三 表  
中 越 油 田 の 層 序

西 山		東 山	
安 田 層	+ 100 m	御 山 層	300 m
西 越 砂 層	+ 200 m	和 南 津 層	300 m
灰 爪 層	+ 300 m	白 岩 層	350 m
西 山 層	400 m	牛ヶ首層	400 m
椎 谷 層	+ 700 m	東 山 層	1000 m
頸城層以下	+2500 m	頸城層以下	+1500 m

層相當)は僅かにその周邊に發達するに過ぎず、恐らく褶曲運動の初期に隆曲せる幼胚褶曲の殘壘で、後續の褶曲運動に對する一種の抵抗翼なりし觀がある。その極めて假定的な計算を行つた結果は第2表に掲げた通りであるが、注意すべきは一般にdの價值の大なる(従つて可搖性基盤地質の厚い)地區の縁邊に火山の迸發現象の盛んな點で、岩木火山(第2圖i)、大戸瀬區に多い岩脈等はこの例に屬する。

要するに津輕油田は正向斜褶曲の標式型に相當するが、東部津輕の奥羽線以南の延長は早期隆曲地帶で、堆積間隙が著しく、寧ろ或る時相の反向斜盆地の狀態に類似するものである。

越後中部に於ける 新三紀層の層序, 層厚は第 3 表に示す如くである。その層厚は伊木, 大村兩氏の結果と筆者のそれを參照して定めたもので, その

第 四 表  
構 造 分 析 (km)

(中 越)	a	b	c	d
西 山	8.5	7.0	1.0	4.7
(中越平野)	4.5	3.0	1.1	2.2
東 山	9.9	5.0	1.7	1.7
荷 頓	6.0	5.0	1.4	7.0

全地層の厚さが津輕油田の殆んど 2 倍に達する事は, 断面圖に 表はれた盆地幅員の津輕盆地の 1/2 に過ぎない事實と共に, 礦床學上注意す可き事實たるを失はない。

基準層としては西山, 中央の兩油帶に就ては西山層, 灰爪層 (大村氏の桐島層を含む) を撰び, 東山油田に 就ては白岩層, 牛ヶ首層を採り, その構造分析の結果は第 4 表に掲げた通りである (第 2 圖下)。

この構造圖に就き最も注意す可きは, 東山, 西山 (中央油帶を含む) の兩油田が夫々別々の地向斜帶を形式し, 兩者間に挟まれる中越平野は, 津輕平野の場合と異り, 兩地向斜帶間の一種の抵抗翼の頂部に相當し, 筆者の所謂反向斜構造を示す點である。然しこの事は前述の如く, 中越平野が最初より堅固地盤として無堆積狀態に 存続したと云ふ意味で無く, 恐らく一種の幼胚褶曲の殘壘で, その地質構成は新三紀層の下部及び最上部より成り, 中間に堆積間隙を有するものであらう。

次に注意す可きは, この中越平野抵抗翼の西山油田側は一般に緩斜なるに對し, 東山油田側は著しき急傾斜を呈する事實である。而してこの關係は少くとも小千谷, 片貝以北, 三條市以南の長岡市を中心とする地區の断面圖に於ても 成立するものであり, 以て信濃川斷層の意義を推する 事が出來

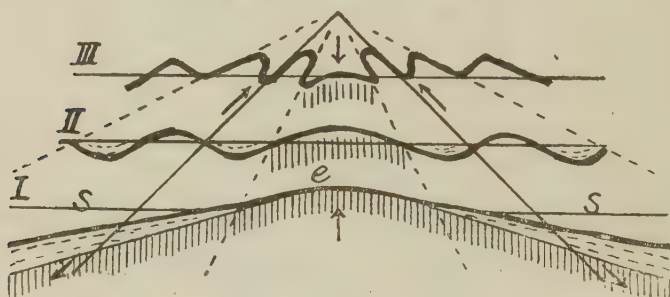


よう。

### 兩基本型と石油礦床

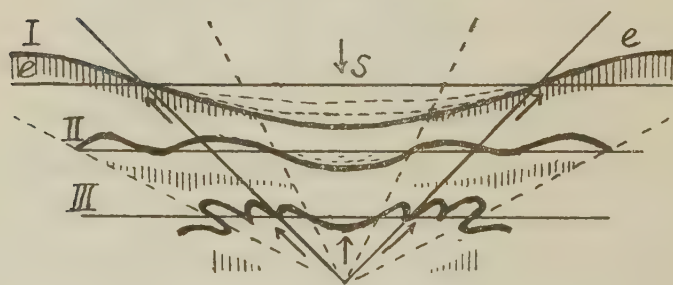
以上の兩基本型に於ける石油礦床の生成機巧を考察せんが爲めには、先

第 三 圖



反 向 斜 構 造 の 復 舊

第 四 圖



正 向 斜 構 造 の 復 舊

づ現在の状態より推して地層堆積當時（又はその初期の）の状態の復舊圖を作る事が必要である。而して以上の構造分析の結果は、斯の如き復舊圖の作成を可能ならしめるものである。

第 3, 4 圖は標式的なる正及び反向斜構造の概念的復舊狀況を示すものである。第 4 圖は津輕型の正向斜構造の場合で、その III は褶曲後の現状、

II, I は漸次に復舊状態を表すものである。I の中央部は最初の堆積地帯で堆積 (s) に伴つて沈降する可撓帯に相當し、その兩翼部は隆起帯 (抵抗帯) で剝削 (e) の起る地帯である。石油はこの期相に於て母岩の脱膠作用によつて多孔質な砂層に移り、且つ重力的に兩翼部に近く移動し、筆者の所謂初次礦床を形成する。II 期に於ては切線壓力によつて兩翼部に褶曲を生じ、石油の重力移動は愈々促進されて兩翼背斜構造に集中し、宛かも南米マラカイボ油田、北米ワイオミン油田その他の如き標式的な油田型式となり、『緒言』に述べた豫察方法の適用が可能な状態に達する。III 期に於ては兩翼部は過褶曲の状態となり、一部は侵蝕剝削を受け、遂に向斜盆地も陸化するに至るものである。この期相に於ては、前期の背斜構造の冠頂が縮迫變形し、重質なる石油の場合には、石油礦床は前期の冠頂部に相當する部分に残留する例なきに非ざるも、殊に輕質油の場合には罅裂移動 (壓力移動) が行はれ、全く新しき二次礦床を形成するに至るものである。斯の如き状態に於ける石油豫察が如何にして行はる可きは、説明を要せざる所であらう。

次に反向斜構造 (第 3 圖) の場合は、堆積地帯、即ち地向斜帯 (I) は兩側 (s) に發達し、中央部は隆起翼 (幼胚褶曲を含む) 剝削作用 (e) を受ける。この隆起翼は前述の如く、後續の褶曲に對しては一種の抵抗翼の作用を営むものであるが、これは造山作用の 1 挿話に過ぎないものである。何れにしてもこの中央部は堆積が薄く、その隆起量の如何によつては海面上に隆出して剝削さへも受ける譯である。前に述べた東部津輕油田の奥羽線以南の延長帯、係内、王餘魚澤、相澤、町居等の石油兆候地の如きは、含油層下部の梵珠乃至飯詰層が著しき剝削を受け、その上に内眞部層、係内層が不齊合に堆積する實例があり、豊富な石油露頭の存在により、幾度か試掘が行はれたが何れも失敗に歸した。この地帯の如きは含油層下部の堆積後隆昇

して一部剝削をうけ、その上部層堆積當時には再び沈降して堆積をうけたもので、兩者間の堆積間隙を通じてその褶曲狀態の連續性を追跡する事が出来、これも一種の幼胚褶曲に屬するものであらう。

中越平野の地質構成が果して上例に類似するや否やは今後の研究問題に屬するけれども、上記の構造分析の結果は、石油豫察上、重要な暗示を與へる。殊に上部層は平野に至つて多少その層厚を増し、堆積相を變する傾向が認められ、その穹隆部は瓦斯田として發達の可能性がある。然し同部に於ては中間層の缺除が豫想せらるゝ故、油田としての可能性は大ならざるものである。

上記の中越平野の南端、小千谷・廣田・畔屋の斷面に就て同様な分析を行へば、甚だ不對稱的な正向斜構造を示し、こゝに中越平野の反向斜構造の逆轉を見るものである。また北方の加茂・與板の斷面に於ても同様な傾向が表示され越後平野の複雑性を暗示するものである。

**結言** 以上の油田構造分析は、目下の所、單なる試みに過ぎ無いが、その結果はよく津輕、中越兩油田の構造的對照を表示するものである。この分析法の適用に際し注意すべきは、褶曲の作圖に於ける任意性の潛入する恐れある點である。然し褶曲の作圖を一定の方法に従つて行ひ、疑問の點はその極限を求めて平均値を定めるならば、個人的差違は可成りの程度に除却され得るであらう。事實上、第 2 圖の東山、西山兩油田の斷面圖は伊木、大村兩氏のそれ等と大差なく、また東津輕油田のそれは飯塚氏のそれと根本的な差違は認められない。また構造分析に當つては、人體に於て含油層上部の砂質頁岩層等を基準層に撰定したが、これは云ふ迄もなく單に同層のみを取扱つた譯で無く、中下部の含油層がこれと少くとも調和的に褶曲すると云ふ假定に基づくものである。而して本邦の含油層は連續累層で、一般にその間に著しき堆積間隙を有せざるものと認められて居る。



然し事實上の問題として、例へば前述の東南部津輕油田の如き、或は秋田油田の北部、西部、阿賀川以北の越後油田の如き、何れも含油層の中部に著しき堆積間隙乃至不調和褶曲を示し、然らざるも往々にして或る層位の堆積相變化を示すが如き實例（大河内の寺泊層、新津の椎谷層下部等の木葉化石等）が稀れて無く、本邦の含油層の地向斜構造及び褶曲の甚だ複雑なるを思はしめる。斯く本邦の新三紀層は一部の學者の主張する如く或る特定の比較的短期間に褶曲が完成されたもので無く、可撓性なる地向斜帶の特性に従つて堆積の當初より褶曲の運動が開始せられ、その餘波は引いて現在に至るものと解す可く、只その強度のみは周期性が認め得られるに留まるものである。この點は前記の構造分析の實施に當り、最も注意を要する點である。

相當の面積を有する油田につき、少數の斷面圖を作つてその構造を知らんとするの無意味なるは云ふ迄も無い。最少限度に於て走向に沿ふて 500 m 毎に横斷面圖が必要であり、本報文に掲げたものは單にその一例を示したに過ぎない。成る可く細密な構造分析を行へば、以て本邦油田の構造が明瞭に理解される事になり、石油豫察上、重要な根據を提供し得る事にならう。

以上要するに、(1) 構造分析の結果は筆者の con- and insynclinatorium と名付くる津輕盆地、中越平野とその兩翼褶曲帶との構造的特徴を明かにし、單に定性的のみならず、定量的に構造を明示し、また本邦油田構造の 2 大基本型の存在が知られるに至つた。(2) 地向斜地塊と抵抗地塊とは、水平線に對し  $45^{\circ} \pm 30^{\circ}$  の傾斜を有し且つ互に殆んど直交する堺線によつて相接し、その斷面は三角形を呈し、前者は頂角を下方に、後者は上方に向け、頂角は  $90^{\circ} \pm 30^{\circ}$  である（ドUBLEの實驗結果に一致）。(3) 褶曲度の強大なる地區は一般に可撓性地塊の深度が小で、概して地向斜帶の緣邊部に相

當する。兩翼褶曲帶に於ける 褶曲軸, 主要な衝上線は, 地塊堺線の 傾斜が  $45^\circ$  以上なる場合には之と調和的な方向を採り, 以下なる場合には反對方向に起る (ウィリスの實驗結果に一致)。火山活動は 可搖性地塊の深度大なる部分の周邊に著しい。(4) 構造分析の結果は, 地向斜帶の復舊圖が得られ, 地質構造を知り得ると共に石油豫察の根據を提供し, 更に進んでは石油埋藏量の査定に量的な根據を與へる。(5) 本邦油田の構造的特徴は油田褶曲系が地向斜盆地の『眼』の周邊を走る事である。故に構造分析の結果は單に兩翼褶曲部の開發に對するのみならず, 所謂平地油田の豫察上, 重要な手懸りを與へる (昭和 11 年 8 月)

## 愛媛縣四阪諸島明神島産桃簾石 (Thulite) に就て

理學士 吉 村 豊 文

### 目 次

I 緒 言	IV 産状及び成因
II 結晶並びに物理性	V 桃簾石に關する二三の問題
III 化學成分	

### I 緒 言

四阪島は瀬戸内海燧灘の中央に散在する明神島・三ノ島・鼠島・梶島の四島より成り, 愛媛縣越智郡に屬してゐる。三ノ島 (一名美濃島) には別子鑛山の製煉所あるがため, 廣くその名を知られ, 又交通も便利である。筆者は東京帝大理學部在勤當時伊藤先生の御教示に基づき, 之等諸島産の礦物の研究に従事したが, 未だ發表するに足る成果を得てゐない。之等四島の中でも, 明神島は面積最も大きく, 且興味ある石灰岩接觸帶を有するので, 古く

から人の注意する處となり、佐藤（戈）技師はこの地の接觸帶の地質を調査せられ、且又接觸帶の礦物に關しても報告されてゐる。<sup>1)</sup>近年九州帝大高博士は明神島の新らしく發見された接觸帶を調査し、珍らしい“Thulite”を見出され、日本地質學會第 43 年總會講演會に於いて發表された。かくして“Thulite”は一般の注意を呼び、本邦各地からその產出が報ぜられるに至り、“桃簾石”といふ日本名も與へられてゐる。東京帝大理學部片山・須藤兩學士は先年明神島を訪れ、接觸礦物を採集された。筆者は伊藤先生の御好意により、その採集品の多數を惠まれた。中でも桃簾石は筆者の訪れなかつた明神島東岸部に産するもので、その標本を得たことは此上ない處とする所である。この礦物について調査した結果を報告し、もつて伊藤先生始め諸芳の御厚意の萬一に酬る度く思ひ、未だ共生礦物については不明の點が甚だ多いに拘らず敢へて本文を草することゝした。接觸礦物の詳細については又後日を期したい。標本を賜つた伊藤先生、片山・須藤兩學士並びに種々御教示を賜つた北大原田・鈴木兩先生、九木下・高兩先生に厚く御禮申上げる。

## II 結晶並びに物理性

明神島産桃簾石は、標本について見ると、0.2 mm 以下の小さい粒として産し、<sup>3)</sup>未だ結晶形の明白なものを見ない。c 軸の方向に稍細長い柱狀結晶であつて、この方向に平行な劈開及び直角の方向の裂目が認められる。之等の點は通常綠簾石に見る所と全く同様で、たゞ延長の方向を c 軸とするか b 軸とするかの差あるのみである。獨立の結晶として産すること稀で、

1) 佐藤戈止，七萬五千分之一，今治圖幅説明書（1924）。

2) A. Satô, Proc. 3rd. Pan-Pacific Sci. Congress, 803 (1926)。

3) 高博士が地質學會誌會に於いて廻覽せられた標本には長 1 cm に達するものがあつた様に記憶してゐる。

石英、長石等の間隙を埋め、不規則な形をなして産するか、或ひは幅 1 mm 位の細脈状をなして産するか何れかである。第 1 圖には不規則な斑點状をなして産するものを示し第 3 圖には細脈状をなすものを示す。

硬度  $H=6$ 。比重蠟法によつて 3.10 と得たが、後述の分析に示す如く、重量百分率で 13.0% の石英と、5.7% の方解石を不純物として有することを知つたので、之に對する補正を行ひ、次の如く決定した。 $d_4^{14} = 3.23$  熔融度  $F=4$ 、粉末は容易に半融する。

玻璃光澤乃至無艶、肉眼では淡紅色、薔薇輝石に類似した色調を呈す。鏡下では無色、少しく灰色を帯びて見えることあり、多色性は認められない。僅かな加熱によつてもこの紅色は失はれ、灰白色となる。硼砂球では Mn の反應認め難いが、ソーダ熔球は美しい綠色を呈す。

光軸面は劈開の方向に垂直、即ち  $c$  軸の方向に垂直である。換言すれば光軸面は (001) である。従つて  $c$  軸の方向に延びた結晶では、 $c=Y$  であるため、延長の光學符號は正負兩様の 場合がある。一般に黝礫石 (zoisite) には光軸面 (010) の場合と、(001) の場合と二通りあり、前者を  $\alpha$ -zoisite、後者を  $\beta$ -zoisite と呼ぶのであるが、明神島産のものは  $\beta$ -zoisite に屬するを知る。浸液法により測定した屈折率は次の如し。

$$\alpha \dots\dots\dots 1.705$$

$$\gamma \dots\dots\dots 1.710$$

$$\gamma - \alpha \dots\dots\dots 0.005$$

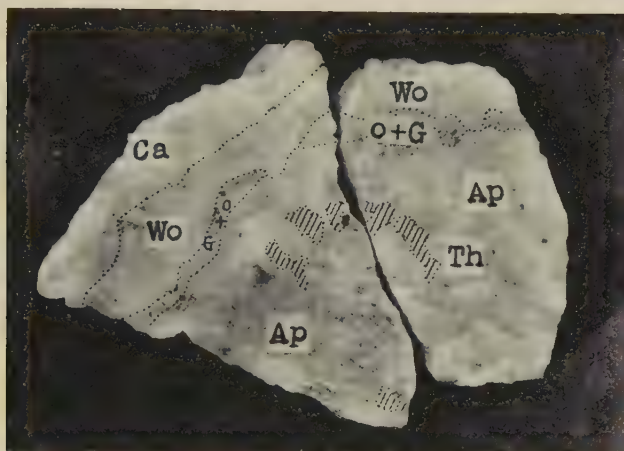
$$\alpha_F - \alpha_C \dots\dots\dots 0.008$$

光學性は正。2V 中等。青灰色の稍異常な干涉色を呈す。この異常干涉色は、X に垂直な方向即ち (010) の劈開片と思はれるものに於いて最も著しい様である。即ち光學方位は次の如く推定される。

$$X=b, \quad Y=c, \quad Z=a$$



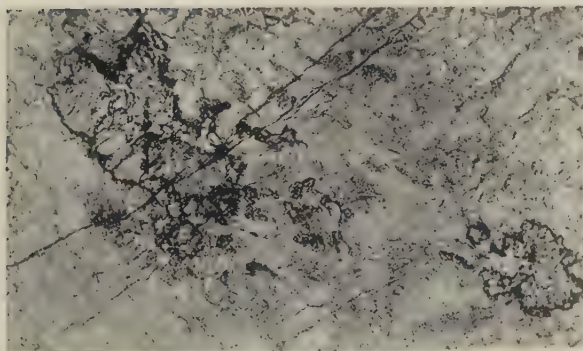
第 一 圖



明神島桃簾石の産状（斑點狀をなすもの）

Ca.....石灰岩      Wo.....珧灰石  
 O+G...橄欖石+柎榴石      Th.....桃簾石  
 Ap.....アプライト（又は優白質ペグマタイト）  
 實物大

第 二 圖



ペグマタイト中に捕獲品（xenocryst）の形を  
 なして含まれる綠簾石

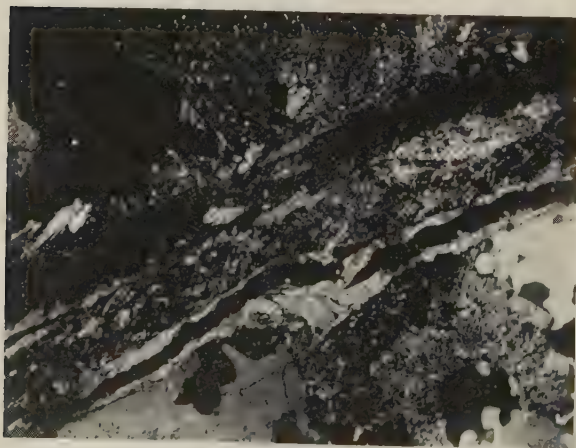
平行ニコル ×38

第 三 圖 a



桃簾石の産狀（脈狀をなすもの）  
桃簾石脈（Th）の中央及び兩側に方解石脈（Ca）の伴ふを示す  
平行ニコル。×45

第 三 圖 b



第 2 圖 a に同じ  
十字ニコル ×45

### III 化 學 成 分

斑點狀をなして石英、長石等の間に埋れて産するものは細かい粒の集合であり、且不純物を多量に混じ分離し難いもので、肉眼では多量に認められたが分析試料に供し得なかつた。細脈状をなすものは第 2 圖に示す如く、比較的純粹に産し且分離も容易であるから、出来るだけ紅色の強く、劈開の認められる様な部分を手撰し、試料約 0.5 グラムを得た。細粉にしてから鏡下に見ると、方解石らしい炭酸鹽と石英を相當に含むことを知つたが、酸又は重液による分離を行はず、比重測定に用ひたものをそのまま、分析に供した。分析結果は次の第一表の通である。

第 一 表  
明神島産桃簾石の化學成分

	wt %	分 子 比	
		I	II
SiO <sub>2</sub>	44.69	744	{ 88 × 6 216
TiO <sub>2</sub>	.....	.....	.....
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.04	258	88 × 3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	5	
FeO	3.30	47	{ 88 × 4 65
MnO	0.24	3	
CaO	20.02	357	
MgO	0.48	10	{ H <sub>2</sub> O 88 CO <sub>2</sub> 62
灼熱減量	4.21	.....	
H <sub>2</sub> O	0.15		
	99.87		

この分析に於いて灼熱減量は H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> より成ること明らかであるがこの H<sub>2</sub>O の外に第一表に記入した H<sub>2</sub>O<sup>(-)</sup> は次の如くして求めた。試料を細い白金坩堝に入れ、之を硬質硝子の管の中で硝子の微赤熱程度に加熱し逸出する H<sub>2</sub>O 及び CO<sub>2</sub> を秤量したのであつた。CO<sub>2</sub> は微量に止り、

$\text{H}_2\text{O}^{(-)}$  としては 0.15%を得た。この水分を  $\text{H}_2\text{O}^{(-)}$  とすることは穩當を缺く様にも思はれるが、もつと高温に灼熱した時に得られる  $\text{H}_2\text{O}^{(+)}$  と區別するために上述の如く記入した。灼熱して始めて水分を放出することは綠簾石類に共通な性質であるが、大切な事柄である。

第 二 表  
桃 簾 石 に 伴 ふ 不 純 物 の 割 合

		分子比	重量%
桃 簾 石 石 英 方 解 石	$\text{H}_2(\text{Ca, Mn, Mg, Fe}^{\text{II}})_4(\text{Al, Fe}^{\text{III}})_6\text{Si}_6\text{O}_{21}$	88	81.3%
	$\text{SiO}_2$	216	13.0%
	$\text{CaCO}_3$	63	5.7%
			(100.0)

灼熱減量中の  $\text{H}_2\text{O}$  及び  $\text{CO}_2$  は次の如くして計算した。先づ  $\text{R}_2^{\text{II}}\text{O}_3$  の全部が zoisite 分子を作ると考へ、之に相當する  $\text{H}_2\text{O}$  を計算した。次に灼熱減量からこの  $\text{H}_2\text{O}$  を控除した残りを  $\text{CO}_2$  とした。次に上述の  $\text{R}_2^{\text{II}}\text{O}_3$  の全量から計算した zoisite 分子中に入るべき  $\text{R}^{\text{II}}\text{O}_3$  の量を求め分析によつて得た全  $\text{R}^{\text{II}}\text{O}$  から之を引去り、残つた  $\text{R}^{\text{II}}\text{O}$  と先に灼熱減量中から計算した  $\text{CO}_2$  とを比較した。

第一表に記入した如く、この比は  $\text{R}^{\text{II}}\text{O}:\text{CO}_2=65:62$  となり、略々方解石の成分に相當するを知つた。全  $\text{SiO}_2$  中から上述の zoisite 分子中に入るべき  $\text{SiO}_2$  を除いた残りは石英とした。かくて分析試料の實在礦物成分としては次の第二表の如くなる。

この結果は顯微鏡下に見た不純物の種類並びにその含量とよく一致するのである。不純物の量が稍大に失したことは遺憾であるが、上述の次第により、明神島産桃簾石が zoisite に相當する成分をもつことは疑ふ餘地がないと思ふ。なほ不純物を石英及び方解石のみとし、之を除いた成分を分子式に直すと次の如くなる。



第 三 表  
桃 簾 石 の 化 學 成 分

	1	2	3	4	5	6	7
d	3.23	3.519	.....	.....	.....	3.12	3.22
SiO <sub>2</sub>	39.26	41.72	42.81	40.05	37.95	49.19	37.86
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	32.08	30.20	31.14	33.10	25.73	24.26	31.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	3.19	2.29	1.12	9.69	3.38	0.90
FeO	4.06	0.18	.....	.....	.....	.....	.....
MnO	0.29	.....	.....	.....	0.47	1.62(b)	0.47
CaO	20.83	22.29	18.73	23.93	24.10	19.90	25.36
MgO	0.59	tr	1.63	0.21	.....	.....	0.11
H <sub>2</sub> O	1.97	2.21	0.64	2.08	1.87	1.39	3.80
其 他	.....	.....	1.89(a)	.....	.....	.....	.....
計	(100.00)	99.79	99.13	100.49	99.81	99.74	100.28

(a) アルカリ。 (b) MnO<sub>2</sub>

産 地 及 文 献

No.	産 地	分 析 者	文 献
(1)	明神島東岸	吉 村	本 文
(2)	Leiperville	J. Eyermann	Zs. Kr., 54, 98 (1914)
(3)	Tellemark, Norway	Gmelin	J. pr. Chem., 43, 84 (1848)
(4)	Pontant d'Aleu	A. Lacroix	Min. d. Fr. I, 130 (1893)
(5)	Rotenkopf, Zillertal	F. Grotz	Mineralien Tirols 543 (1913)
(6)	Pilar, New Mexico	S. B. Lippincott	Am. Miner., 20 805 (1935)
(7)	Borzevka, Ural	L. Shabyin:n	Ref. in N. Jahrb. etc. (1935)



次の第三表には不純物を除いた 明神島産桃簾石の成分を掲げ、更に 従来知られてゐる分析例との比較を試みた。

IV 産 状 及 び 成 因

明神島産桃簾石は 既述の如く方解石・石英と密接に混じて 産するが、桃簾石の變質によつて方解石や 石英を生じたと考へるよりも、寧ろ之等は桃簾石と同時に産物 とすべきであつて、ベグ・タイト 殘漿が石灰岩接觸帶に貫入した時内生變質 (endogenous metamorphism) を受け、この種の石灰に

富む礦物を生じたものと思はれる。少量のマンガンもこの際外部から受入れたものと考へられるが、然しこの程度の微量はペグマタイト 殘漿中に存在してゐたとしても差支へはないのである。

桃簾石に取巻かれ、時には之と一續きの結晶をなして、複屈折のずつと高い綠簾石類の礦物を産するを見る。明神島の西岸の接觸帶に於いて、は佐藤技師の報告されたマンガン透輝石を主體とする、マンガンの含量の多い基性接觸變成岩があり、後のペグマタイトによつて再び貫かれ、種々の接觸礦物を新らしく生じてゐる。東海岸に於いて桃簾石に作ふものと全く同様に見える綠簾石も、多量に他の接觸礦物と共に産するを見る。尙東海岸の桃簾石ペグマタイト中には種々の接觸礦物と共に桃簾石を作はない桃簾石が捕獲晶 (xenoeryst) の形をもつて、多數に含まれてゐるのを見る。第二圖桃簾石は明らかにこの種の桃簾石よりは後成のもので、分析に用ひた細脈狀をなす桃簾石中には綠簾石を全然混へてゐない。

桃簾石の成因を更に委しく説明するためには、それと共生する礦物の成分を決定する必要あるは云ふまでもない。第一圖に示した如く、石灰岩 (Ca) に白色ペグマタイト (Ap) が接觸を與へ、珪灰石帶 (Wo) と橄欖石 (?) + 石榴石 (又は尖晶石?) 帶 (O+G) をその間に作り、更に之等のスカルン帶に近いペグマタイト中に桃簾石を生じてゐるのであるが、實際に桃簾石と最も密接な成因的關係をもつ礦物は、綠簾石を除いてはこの種の接觸礦物ではなく、却つてペグマタイト中に多量に含まれてゐる白雲母、humite 類礦物、prehnite 類礦物、方解石及びペグマタイト本來の成分である石英・微斜長石・斜長石の諸礦物である。中でも最も重要な成因的意味をもつものは方解石らしく、ペグマタイト中に捕獲晶として産する綠簾石のうちで、方解石を作ふものは“桃簾石化”してゐるのに、方解石を作はないものは第二圖に示した様に單に融蝕を受けてゐるだけであるのは、注意

すべき事實であると思ふ。之等の 共生礦物を委しく吟味した後は、桃簾石の成因に關しても更に興味ある事實を得るものと信じてゐる。

桃簾石は 不規則な形をもつて産するが、自身變質又は風化の跡を示さない。たゞ一部分汚濁して灰褐色を呈する 部分があり、完全に複屈折を失つてゐる。

### V 桃簾石に關する二三の問題

本文に 於いて桃簾石としたものが、果して zoisite に屬するものか、或は clinozoisite 中に包含 されるべきものであるかを吟味して 見度い。從來報告されてゐる “Thulite” 全般についても矢張りこの點が 問題であると思ふ。この事は、「 $\beta$ -zoisite なるものは clinozoisite に一致するのではないか」或は又「clinozoisite は  $\beta$ -zoisite epidote 系の一員ではないか」といふ問題と 重大な關係をもつてゐる。 $\beta$ -zoisite と clinozoisite を一つに纏めやうとする考は、最近 A. Orlov<sup>1)</sup> が強調してゐる 所であるが、尙その考を支持する資料の不足な憾がある。然し  $H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}$  なる分子が、 $\alpha$ -zoisite,  $\beta$ -zoisite, clinozoisite の同質三像であるとする見解よりも、少くとも可能性が多いとされてゐる様である。

從來  $\beta$ -zoisite と云はれてゐるものは産出稀で、性質にも不明の點がある 結晶系が、 $\beta$ -zoisite は斜方晶系、clinozoisite は單斜晶系に屬すといふ以外に兩者の間に重大な差はないものと思はれる。Rosenbusch-Mügge<sup>2)</sup> によると、 $\beta$ -zoisite は異常干涉色を示さず、この點が  $\alpha$ -zoisite 及び clinozoisite とは異なるとしてゐる 様であるが、之も確實な 標準にはならないのではある

1) A. Orlov, Sitzb. könig. böhm. Ges. d. Wiss. II. Nu. 19 (1926).

2) Rosenbusch-Mügge, Mikrosk. Phys. etc, Sp. Theil, 390 (1927).

1)  
まいか。明神島産の桃簾石については結晶學的研究が不可能なので、これらの點について大切な資料を供給することが出来ないが、 $\beta$ -zoisite, clinozoisite の何れともよく一致し、この兩礦物を同一種とする Orlov の考に賛成されるのである。然し強いてこの兩者の何れに屬するかと云へば、異常干涉色を呈すること、複屈折の高い通常の綠簾石と境界不明の累帶構造をなすことの二點から、寧ろ clinozoisite とする方が妥當ではないかと思はれる。

そもそも“Thulite”は、“桃花の如き美しい紅色を帯びた zoisite の一種”として傳へられて來たのであるが、之が果して clinozoisite であつてはならないのであるか否か明らかでない。 $\beta$ -zoisite と clinozoisite との同定問題を超えて、 $\alpha$ -zoisite をも clinozoisite の超顯微鏡的双晶の結果と説明する人が少くないのであるから、よしんば clinozoisite であつても、之を“Thulite”と呼んではならぬとするのは、事實に適合した解釋とは云へない。

又“Thulite”は必ずマンガンを含むとも斷言出来ない。要するに結晶系や化學成分とは別に、單に色の特徴から命名せられたものである。恰かも紫色を呈する水晶を紫水晶 (amethyst) と呼ぶのと同斷である。Rosen-

1) P. Niggli, Tabellen z. allgem. und spez. Mineralogie (1927) s. 244

には  $\alpha$ -zoisite,  $\beta$ -zoisite の光學方位を示す圖を掲げ

$\alpha$ -zoisite.....  $X=b$ ,  $Y=a$   $Z=c$

$\beta$ -zoisite.....  $X=a$ ,  $Y=b$   $Z=c$

である様に記載してゐる。之では  $\alpha$ -zoisite,  $\beta$ -zoisite, clinozoisite の三者は光學方位によつて明白に區別される譯であるが、如何なる事實に基づいて此の如き光學方位を決定されしや明白でない。同じく P. Niggli: Lehrb. d. Mineralogie, II. spez. Min. (1926) s. 620 には

$\alpha$ -zoisite.....  $X=c$ ,  $Y=b$   $Z=a$

$\beta$ -zoisite.....  $X=b$ ,  $Y=c$   $Z=a$

と通常知られてゐる通りの光學方位を記してゐる點から見ると、上述の圖示は或ひは單なる誤解によるものであらう。



busch-Mügge (l. c.) によると、「マンガンを多量に含み、鏡下に於いて顯著な多色性を示すものを Thulite と呼ぶ」といふ様に記載してゐるが、之は寧ろ事實に違ひ定義である。此の如き性質の礦物としては所謂マンガン綠簾石 (manganepidote) 即ち clinozoisite と piedmontite との中間種が指されるので、従來“Thulite”と呼ばれて來たものはこの定義に適合しないのである。

桃簾石の呈色は勿論マンガンの含有と關係してゐるのであらうが、紅簾石を定義する際に重要視する程多量のマンガンが含まれてゐる必要はないので、又實際に多くは 1%以下の MnO 含有に止まることは、第三表に示した通りである。單に紅色を呈するのみならば、MnO が痕跡あれば足りるので、MnO が 0.5%附近含まれてゐることは、寧ろ鐵分の含有によつて生ずべき黃綠色の呈色を消して、明朗な桃紅色を呈せしめるに役立つてゐるものと思ふ。

鐵の含有が紅色を呈することの原因になる場合も少くないであらうが、通常は Mn と Fe は互ひにその色を消し合ふもの、様である。このことは筆者が加蘇礦山産のマンガン灰鐵輝石、マンガン陽起石、鐵薔薇輝石について實見してゐる所で、硝子の脱色にマンガンの用ひられるのと似た現象ではないかと想像してゐる。桃簾石族に於いても、紅色を呈する原因として鐵分の多いことを擧げるのは當つてゐないのではあるまいか。

## 要 約

四阪群島の明神島東海岸に産する桃簾石即ち紅色の黝簾石（或は斜桃簾石）を調らべ、次の如き結果を得た。

(i) c 軸の方向に延びた結晶で、延長の方向に平行な劈開あり。d=3.23, X=b, Y=c, Z=a, 即ち  $\beta$ -zoisite 型である。肉眼では淡紅色、鏡下には無色、多色性なし。

$$\alpha \cdots \cdots \cdots 1.705$$

$$\gamma \cdots \cdots \cdots 1.710$$

$$\gamma - \alpha \cdots \cdots \cdots 0.005$$

$$\alpha_F - \alpha_C \cdots \cdots \cdots 0.008$$

(+)2V 中等

(ii) 分析の結果は不純物として 13.0%の石英, 5.7%の方解石を含み, 之を控除したものは  $H_{200} (Ca_{330} Mn_{3.5} Mg_{1.1} Fe_{53.5}^{II}) (Al_{585} Fe_{14}^{III}) Si_{600} O_{2600}$  となり, 正しく zoisite 分子に當ることを知る。Fe<sup>II</sup>O の多量なことのみが従来報告された分析例と異なる点である。

(iii) 明神島産桃簾石は, 綠簾石を含む 基性接觸變成岩が, 礦化劑に 富むベグマタイトによる 再接觸を受け, そのベグマタイト中に一種の内生的接觸變質の産物として生じたものである。

(附記) 桃簾石 “Thulite” を “pink zoisite” と狭く限るならば, 明神島産の礦物は clinozosite である疑が存するので, “Thulite” ではないかも知れない。然し今回はもつと廣く解釋して, 綠簾石類の鐵分に少い方の礦物で桃紅色を帯びてゐるものを桃簾石 “Thulite” と稱することゝしたい。此様に廣義に考へることは, 従來の慣例に著るしく相反する譯でなく, 今後も利便を得る場合の少くないものと信じてゐる。

(昭和十二年二月 北海道帝大理學部地質學礦物學教室)

# 抄 錄

## 礦物學及結晶學

4857, 石英の $-183.5^{\circ}\text{C}$ に於ける新態  
Osterberg, H.

筆者は Lippich に依る三プリズム偏光計を用ゐ、石英板に於ける温度の旋光性に對する影響を研究せり。此際 $-183.5^{\circ}\text{C}$ に於て、不連続性が認めらるるを以て、筆者は之を $\delta$ 變態と名付けたり。この不連続性は温度を上昇する場合、即ち $\epsilon \rightarrow \alpha$ の際よりは、温度を降下する場合、即ち $\alpha \rightarrow \delta$ の場合の方が強し。石英の4個の變態( $\alpha, \beta, \gamma$ 及び $\delta$ )の $\gamma$ 及び $\delta$ 石英は壓電氣を生ぜず。(Phys. Rev. 49, 552~553, 1936)〔大森〕

4868, ダンブリ石の熔融 Morey, G. W.,  
Ingerson, E.

四成分系  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  の研究に於て Morey はダンブリ石  $\text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  の熔融を研究せり。二成分系  $\text{CaO}-\text{SiO}_2$  に於て、Greig は不混和限界が 27.5~0.6%  $\text{CaO}$  に存在する事、二成分系  $\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3$  に於て Carlson は 23~0.2%  $\text{CaO}$  存在する事を知れり。筆者等は三成分系  $\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  に於ける不混和性を研究せり。この結果に依れば、不混和帶の範圍内の成分に相當するダンブリ石は、 $996^{\circ}\text{C}$  以下の加熱に於ては變化せざれども、 $1002^{\circ}\text{C}$  にて長時間(數日間)放置する時には、混合物は全く變化し、二液

相を生ず。ダンブリ石の熔融は univariant equilibrium  $\text{V} + \text{L}_1 + \text{L}_2 + \text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3$  に相當する温度よりは低温に於て現はる。(Am. Min., 22, 37~47, 1937)

〔大森〕

4869, 人工斜長石の經緯鏡台に依る研究  
Spaenhauer, F.

先きに E. Dittler 及び A. Köhler に依つて人工的に作られたる斜長石 (M. P. M. 43, 1932, 252) を經緯鏡台にて測定し、標準曲線について、その雙晶接合面の極の分散する様及びその原因について研究し、經緯鏡台による斜長石成分の決定には士5% An 程度の誤差あるべき事を結論せり。(Schweiz. M. P. M. 13, 356~365, 1933)〔渡邊新〕

4870, 火山岩中の斜長石の經緯鏡台による統計的研究 Wenk, E.

Siebenbürgen 産の Andesitbasalt 及び andesit 中の斜長石につき經緯鏡台に依つて主として% An と雙晶の種類とを統計的に決定せんと試みたり。Parallelverwachsung 及び Regelung につきても少しく記載せり。また測定せる 200 個の Flächenpol を投影し、これを Reinhard 及び Berek の Migrationskurven と比較せり (Schweiz. M. P. M. 13, 205~219, 1933)〔渡邊新〕

4871, Cascade 熔岩中の單斜“紫蘇輝石” Verhoogen, J.

Cascade 火山の二三熔岩中より、色、多色性、屈折率及び重屈折色等紫蘇輝石に類似せる單斜輝石を含有せるを発見せり。本輝石は Cascade 熔岩中に普通に見出さ

る、他の輝石なる orthopyroxene, diopside augite, pigeonite 等と共に記載せられたり。單斜紫蘇輝石は累帶構造なきものにては消光角  $7^\circ$  を越へざるも、累帶構造あるものにては核心部にて  $4\sim6^\circ$  なるも周縁部にては  $14\sim16^\circ$  に達せり。多色性、色、重屈折色の變化は、消光角には關係なきものゝ如し。累帶構造を有するものにては屈折率は僅かに外方に増加す。消光角は  $10^\circ\sim16^\circ$  に突然に變化するも屈折率は著しき變化を示さざるものあり屈折率は紫蘇石に近似し  $n_D > 1.705$  なるものなし。光學性 (-)  $2V = 65^\circ\sim85^\circ$ , 光軸面 (010) に平行、雙晶は發見せず。化學分析は行ふを得ず。(Am. J. Sci., 33, 63~69, 1937) (河野)

#### 4872. 芬蘭, Kalvola 産 Gedrite 及 Cumingtonite の共生 Eskola, P.

產出状態に依れば、本 gedrite-cumingtonite-almandite amphibolite は玄武岩質集塊岩より交代作用にて生成せられたり。本岩より Gedrite 及 Cumingtonite を分離して研究せり。兩礦物の化學成分は Gedrite は  $Al_2O_3$  (10.83) 甚だ多く、Cumingtonite は  $Al_2O_3$  (1.72) 甚だ少く、又 Gedrite の比重及び屈折率は Cumingtonite の夫等より遙かに高く、FeO は殆ど等しく、 $Fe_2O_3$  は Gedrite に於て僅か多し。此等は兩者の lattice 構造の實際の差異によりて説明さる。又 Cumingtonite は Gedrite よりも後に恐らく低温に於て異なれる状態の下に生成せり。更に柘榴石の分析より南部芬蘭の Archaean 岩石中の柘榴石は殆ど純粹の Almandite

なりとの證據を一層明かにせり。本岩は不均質にして Archaean の所謂苦土變質岩は garnet-Amphibole 岩種と比較し得 (Bull. Comm. Geol. Finl. 9, 473~487, 1936) (瀬戸)

#### 4873. 白鐵礦様充填結晶の普遍の方位と分類 Buerger, M. J.

原子の白鐵礦様配列は多數の結晶に普通見らるゝところなるを以て、結晶學的見地より、(a) その構造的類似に依りて、此等の結晶に普通の方位を採用せんとする事、(b) 此等の構造的相違に依りて、此等の結晶を分類せんとする事より、この多數の資料の統一が求められつゝあり。筆者は硫砒鐵礦、白鐵礦、金紅石、鹽灰石、水マンガン礦、löllingite 等に就て、此等を詳細に論じたり。尙數種の構造が存在する範圍、此等の構造間の關係及び類似範圍の構造の概説が必要なるも、此等は追て發表すべし。(Am. Min. 22, 48~56, (1937) (大森)

#### 4874. Nevada 州 Powellite

Pough, F. H.

Powellite は Idaho 州の Seven Devils Mine に於て始めて發見され、1891年に Melville に依り新礦物として記載されたり。其後本礦物は多數見出されたれども大部分は粉末狀の被覆物又は Ocher 狀物質なり。筆者は Nevada 州 Tonopah 産 powellite 及び Michigan 州 Houghton 産の結晶に就て形態學的に研究し、次の結果を得たり。本礦物は正方晶系に屬し、軸率  $a:c=1:1.5477$  にして、各結晶面の  $\varphi$  及び  $\rho$  は表記の如し。



h k l	$\varphi$	$\rho$
001	— 〇 —	00°00'
110	45 00	90 00
011	00 00	57 08
113	45 00	36 07
111	45 00	65 27
137	18 26	34 57
317	71 34	34 57
319	71 34	28 32
131	18 26	78 27
123	26°34'	47°04'
213	63 26	49 04
153	11 19	69 11
11-1-11	84 48	57 14
515	78 41	57 38
11-3-11	74 45	58 04
313	71 34	58 30
323	56 19	61 44

(Am. Min., 22, 57~64, 1937) [大森]

#### 4875 Si 及び Ge 間の結晶化學的類似

Schütz, W.

筆者は粉末法に依りて結晶構造を研究し、Si と Ge 間に次の如き類似を見出した。

Franklin Furnace 産 Willemite

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 13.94 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 9.34 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 8.63 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 107^\circ 45' \pm 6' \end{aligned} \right\} Z=6$$

合成  $\text{Zn}_2\text{SiO}_4$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 13.92 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 9.33 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 8.62 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 107^\circ 44' \pm 6' \end{aligned} \right\} Z=6$$

合成  $\text{Zn}_2\text{GeO}_4$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 14.19 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 9.46 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 8.78 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 107^\circ 50' \pm 6' \end{aligned} \right\} Z=6$$

Dangen 産 Phenakite

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 12.43 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 8.24 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 7.68 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 108^\circ \pm 6' \end{aligned} \right\} Z=6$$

合生  $\text{Be}_2\text{SiO}_4$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 12.42 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 8.23 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 7.68 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 107^\circ 59' \pm 5' \end{aligned} \right\} Z=6$$

合生  $\text{Be}_2\text{GeO}_4$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{hex.}} &= 12.77 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ c_{\text{hex.}} &= 8.41 \pm 0.01 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} Z=18$$

$$\left. \begin{aligned} a_{\text{rh.}} &= 7.89 \pm 0.01 \text{ \AA} \\ \alpha &= 108^\circ 6' \pm 6' \end{aligned} \right\} Z=6$$

$\text{Cs}_2\text{GeF}_6$   $a = 8.99 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ,  $Z=4$ ,  $O_h^5$

$\text{Cs}_2\text{SiF}_6$   $a = 8.89 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ,  $Z=4$ ,  $O_h^5$

更に  $\text{Cs}_2\text{GeF}_6$  及び  $\text{Cs}_2\text{SiF}_6$  の屈折率

を測定するに、夫々  $1.430 \pm 0.002$  及び  $1.391 \pm 0.003$  なり。(Zs, Phys. Chem. 31, B. 292~308, 1936) [大森]

#### 4876. $\text{PSBr}_3$ の結晶構造 仁田勇,

末永勝次。

$\text{PSBr}_3$  の結晶構造を Laue 寫眞法及び振動結晶法によりて研究せり。本結晶は等軸晶系に屬し、 $a = 11.08 \text{ \AA}$  なる單位立方體中に 3  $\text{PSBr}_3$  を含みて、その屬する空間群は  $T_h^6(\text{Pa}_3)$  なり。計算にて出せる比重は 2.99 なり。P 及び S は  $\pm(u, u, u; \frac{1}{2}+u, \frac{1}{2}-u, \bar{u}, \bar{u}, \frac{1}{2}+u, \frac{1}{2}-u, \frac{1}{2}-u, \bar{u}, \frac{1}{2}+u)$  の點位置を占め、Br は  $\pm(x, y, z; \frac{1}{2}+x, \frac{1}{2}-y, z; x, \frac{1}{2}+y, \frac{1}{2}$

$-z; \frac{1}{2}-z, y, \frac{1}{2}+z; zxy, \frac{1}{2}+z, \frac{1}{2}-x, y; z, \frac{1}{2}+x, \frac{1}{2}-y; \frac{1}{2}-z, x, \frac{1}{2}+y$   
 $yxz; \frac{1}{2}+y, \frac{1}{2}-z, x, y, \frac{1}{2}+z, \frac{1}{2}-x,$   
 $\frac{1}{2}-y, z, \frac{1}{2}+x$  の點位置を占めて、その  
 parameter 値は  $x \approx 0, y \approx 0, z \approx \frac{1}{4}$  或は  
 $x \approx 0, y = \frac{1}{4}, z \approx \frac{1}{4}$  なり。この parameter  
 中第一の方可能性多し。分子引力及び複  
 分子結合の可能性につきても論ぜり。

(Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Research.  
 31, 121~124, 1937) [高根]

4877,  $\text{AgNO}_2$  の結晶構造 Ketelaar,  
 J. A. A.

$\text{AgNO}_2$  は斜方晶系に結晶しその格子  
 恒数は  $a_0 = 3.50 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 6.14 \text{ \AA}$ ,  $c_0 =$   
 $5.16 \text{ \AA}$  にして、比重 4.57 (calc.), 2 分  
 子を含む。空間群は  $C_{2h}^{20}$  にして反射濃度  
 の考察のみよりその結晶構造を一義的に  
 決定せり。其原子座標 Ag 及 N は  $00z$   
 O は  $0yz, 0\bar{y}z$  にしてその parameter 値  
 $z$  は Ag にては  $z=0$ , にては  $0.4 \pm 0.05$   
 にして O にては  $y=0.167 \pm 0.01$ ,  $z=0.50$   
 $\pm 0.03$  なり。本結晶は  $\text{NaNO}_2$  と比較す  
 べき構造を有し、アルカリと貴金屬との  
 著しき對立を示し、 $\text{NaNO}_2$  にては O と  
 Na とは結合し、 $\text{AgNO}_2$  にては  $\text{NO}_2$  の  
 群を形成せり、それ等の原子間距離構造  
 群の形狀等につきても詳細に論じたり。  
 (Z. Krist., 95, 383~393, 1936) [高根]

4878, アスピリンの單位格子と空間群  
 仁田勇, 渡邊得之助。

著者は  $\text{C}_6\text{H}_4(\text{OCOCH}_3)\text{COOH}$  の  
 結晶を振動結晶法及び Weissenberg 法に  
 よりて研究せり。單位格子恒数は  $a_0 =$   
 $11.37 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 6.54 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 11.37 \text{ \AA}$ ,  $\beta =$

$95.7^\circ$  にして、 $\rho = 1.396$  (at  $30^\circ\text{C}$ ) より單  
 位格子中に 4 分子を含み、その空間群は  
 $(h0l)$  反射にて  $h=\text{even}$ ,  $(0kl)$  反射に  
 ては凡ての反射現れ、 $(0k0)$  にては  $k=$   
 $\text{even}$  なる條件より  $C_{2h}^5$  なることを見出せ  
 り。光學性をも記載せり。(Sci. Pap.  
 Inst. Phys. Chem. Research, 31, 125~  
 128, 1937) [高根]

4879, 長石類の粉末寫眞のマイクロホト  
 メーターによる研究 伊藤貞市, 犬塚  
 英夫。

正長石, 朝鮮産月長石, 中性長石, ペルト  
 長石, 微ペルト長石, 及び Ab, Or を特定  
 の割合に混合せるもの數種を粉末寫眞に  
 撮り、その特別の反射をマイクロホトメ  
 ーターにて表して長石類の構成の問題を  
 論じたり。(Z. Krist. 95, 404~407, 1936)  
 [高根]

4880, X 線による結晶の同質多像の研究  
 伊藤貞市。

上記表題の第一報として別項記載と同  
 内容のことを論ぜり。(服部, 研究抄録 3,  
 300~303, 昭和 12 年 1 月) [高根]

4881,  $[\text{Zn}(\text{BrO}_3)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$  の結晶構造  
 Yü, S. H., Beevers, C. A.

從來研究されたる結晶構造を振動結  
 晶法によりて反射を求め、之を Fourier  
 法によりて解析をなして、多少の新機軸  
 を出せり。著者の單位格子恒数は  $10.316$   
 $\pm 0.001 \text{ \AA}$  (Wyckoff)  $a_0 = 10.31 \text{ \AA}$ , 比  
 重 2.51 にして 4 分子を含み、その空間  
 群は  $T_h^6(\text{Pa}_3)$  なり。本結晶解析に於て  
 Fourier 法により從來の parameter 値を更  
 に精確に決定せり。Zn は  $000; 0\frac{1}{2} \frac{1}{2};$

0 1/2; 1/2 1/2 〇にして Br, H<sub>2</sub>O 及 O の parameter 値は別表の如し。

Br	0.259	0.259	0.259
H <sub>2</sub> O	.195	.050	.965
O	.190	.145	.330

BrO<sub>3</sub>は三角錐体, Zn 6H<sub>2</sub>O群は八面体群を構成して三回軸上に位置し, その結晶構造中に於けるイオン距離は Zn-H<sub>2</sub>O = 2.12 Å, H<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O = 2.96 及 3.02 Å, Brは3 O から1.54 Å の距離にあり, O-O は2.43 Åなり。Zn-6H<sub>2</sub>O群は8 BrO<sub>3</sub>群によりて圍まれ, これら兩群は H<sub>2</sub>O-O の接觸によりて結合さる。之等の群の bondの角度につきても論ぜり。(Z. Krist., 95, 426~434, 1936) [高根]

## 岩石學及火山學

4882. 最近に於ける珪酸鹽類の高温研究及びその火成岩論に對する重要性 Bowen, N. L.

最近複雑なる珪酸鹽の fractional crystallization より最後の殘溜液の性質を指示すべき珪酸鹽系の實驗室の研究は充分の進歩を遂げたり。著者は本論文に於て詳細に研究せられた6個の平衡圖即ち Albite-Anorthite, Albite-Anorthite-Diopside, Leucite-Quartz-Anorthite, Leucite-Quartz-Diopside, Albite-Fayalite, Carnegieite-FeO-Quartz を引用し, これ等の各系に於て, fractional crystallization に依る殘溜液は, 系の内他の成分が lime-alumina silicate ならんも, lime-magnesia 又は lime-iron silicate ならんも, alkali-alumina silicate に富化する事實を指摘

し, 從つて SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O 等總べてを含有する混合液に於ても亦fractional crystallization による殘溜液は alkali-alumina silicate の大富化を示すならんと結論せり。上述の酸化物は平均火成岩成分の97%を構成し居れば, alkali-alumina 珪酸鹽系なる (NaAlSiO<sub>4</sub>-KAlSiO<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>) を本論文にて petrogeny's "residua" 系として引證し, 本系の平衡關係を研究の結果, 本系の溶液は結晶作用の最下溫度を有する事明かとなり, 此の如き溶液の領域を包含する部分は fusion surface に於て良く區劃されたる谷に依り代表さると述べたり。複雑なる岩漿の fractional crystallization の殘溜溶液より若し alkali-alumina 珪酸鹽に著しく富める岩石が實際に生成せられたとすれば, それは "residua" 系の此の谷に横はる液の成分に關係すべく, 著者は東アフリカの石英粗面岩, 粗面岩, phonolith 等40個の成分を驗せる結果, 斯くの如き關係を著しく有せることを知れり。(Am. J. Sci., 33, 1~21, 1937) [河野]

4883. 水成岩源捕獲岩に現はれた數種の異なる岩漿の影響 岩生周一。

著者は長野縣天龍峽の花崗岩地域に於て3種の相異なる火成岩中に發見せられた捕獲岩に就て次の諸點を明かにせり。捕獲岩は何れも略同一種の礫土質水成岩より導かれたものなるが, 夫々相異なる3種の火成岩漿との反應により現在には夫々3種の異なる混生岩を現出せり。混生作用に相關連せる岩石の中には

平衡が略完全に保たれて固結せるものと然らざるものとあり、其等の影響は(捕獲岩) 外來物質の化學成分上の附加の影響と共に、混生岩の黒雲母-斜長石の共存關係に表はれてゐる事が、各岩石のノルム礦物比と比較吟味する事より更に明瞭にされたりと述べ、又捕獲岩の各礦物はその化學性、光學性のみならず、その形、産狀等に於ても、夫々相關與せる原水成岩より導かれたるホルンフェルスと火成岩の各礦物の中間性を有すと述べたり。(地質, 44, 71~102, 1937) (河野)

#### 4884. 地殻變動と岩漿進入の關係 加藤武夫。

吾國三波川系中の衝上斷層面及片狀層理に沿ひて進入せる蛇紋岩及角閃岩などは、結晶片岩成生と密接なる關係を有す。著者の觀察によれば進入岩は斷層面、衝上斷層面、層面又は片狀層理に沿ひて岩漿が後から進入したるものにして、岩脈進入のために新しく斷層の惹起したる例を見ず。鳥羽町南方の進入蛇紋岩塊は明かに衝上斷層面に沿ひて超鹽基性岩漿が進入し、其後の變動によりて今日見る片鱗狀又は葉片狀の構造を呈したるものにして、所謂中央構造線又はそれに平行なる衝上斷層帯に著しき蛇紋岩の進入を見ることも事實にして、之等は地殻變動によりて衝上斷層が生じ、其結果として岩漿進入が起りしものなり、即ち地殻變動の結果として岩漿進入の事實は見らるゝも、その反對の事實には未だ遭遇せず、夫故地震の原因は岩漿進入なりと主張せらるゝ今日、地質學的立場より「岩漿

進入の結果としての地殻變動」の説には未だ賛成を表し得ず。(地學雜誌, 49, 32~34, 昭 12) (中野)

#### 4885. 地震の發生と貫入岩の成生 石本已四雄。

從來地震の發生は多く地殻内に働く横壓力の結果斷層が成生されるものと考へられ、この考察を根據つける現象として(1)大地震に際しては所謂斷層が生ず、(2)木造家屋の倒潰が帶狀に分布すること、(3)地震初動方向が四象限に分布すること、の三種の現象が、地震の原因として斷層説を支持するものなりしにも拘らず、最近の研究の進歩に従ひ、之等は何れも適當のものに非ざることが判明せり。而して地震の原因としては地殻内に於ける岩漿の壓力が昇騰する結果、地殻の弱點を見出して爆發的流動をなす現象が地震の原因と解釋せらるゝに至れり。之を地質現象より見れば貫入岩の成生に相當し圓錐型分布は餅盤に、四象限型は岩脈の成生に適合せしむることを得べし。渡邊貫博士の論議せらるゝ中央構造線の蛇紋岩なども、その成生にあたりては恐らく地震の發生を伴ひたるものと想像せらるべし。(地學雜誌, 49, 28~32, 昭 12) (中野)

#### 4886. 波蘭及芬蘭スカンデナビア岩石の類似性 Malrkowski, S.

波蘭の北部及中部は芬蘭 Scandinavia より誘導されし多量の岩石とその風化物に依りて被覆さる。波蘭に於ては前寒武利亜紀岩石は Volhynio-Ukraine 結晶岩塊の北西部を構成する約 2000 平方呎の



地域上に發達し、變質岩、花崗岩、閃長岩、閃綠岩、輝綠岩及びペグマタイト、半花崗岩、石英質岩脈より成る。兩國間の 前寒武利亞紀の岩石を比較するに波蘭の北部には半花崗岩に相應する微粒狀岩石發達し、Leptite に甚だ類似し、又之等の岩石と黒雲母片岩との關係を知るを得。之等の觀察に依り兩國間の岩石の類似性存す又 Volhynide の褶曲によりて影響されし黒雲母片岩に生ぜし半花崗岩化作用は芬蘭の Post-Bothonian 花崗岩の成生に或關係を有するが如し。又 Volhynide の褶曲に依りて動力變質を受けし灰色中粒の片麻岩質花崗岩は Volhynio-Ukraine 岩塊の波蘭側に見らるゝ最も古き岩種にして、Korzec 附近の灰色中粒花崗岩は芬蘭 Post-Bothonian の花崗岩に酷似す又花崗岩の他の種は淡紅色にして波蘭の北部に見られ、閃長岩と關係を有す。波蘭の灰色花崗岩を伴ふペグマタイト岩脈は中部芬蘭の夫と類似す。又輝綠岩塊も兩者類似し且つ基性ペグマタイトが輝綠岩中に見られ、芬蘭の類似岩と殆ど區別するを得ず。(Bull. Comm. Geol. Finl. 9, 185~194, 1936)〔瀬戸〕

4887, 瑞典, 芬蘭の Archaean 岩塊の芬蘭側の花崗岩 Wohl, W. A.

南部芬蘭の Archaean 花崗岩には二種ありて、一つは灰色の曹灰長石片麻岩質花崗岩にして、著者は Prim-Orogenic granite と呼び、他は赤色のマイクロクリン花崗岩にして、Ser-Orogenic granite と稱す。之等 Orogenic granite の特性は山脈褶曲及岩石學的に甚だ興味ありて、

芬蘭に發達する Prim Orogenic granite は花崗閃綠岩、石英閃綠岩、閃綠岩及び更に基性岩の成分を有する岩種なり。又芬蘭の ser-orogenic granite の成分は凡て加里に富む花崗岩にして、花崗岩漿の殘液に近き成分を有し palingenesis に依りて成生せるが如し。且つ本岩は石英に富み pegmatitic 特質を有す。以上兩花崗岩の化學成分は著しく異なる。而して花崗閃綠岩漿は Svecofennian 褶曲の初期に侵入岩体として supracrustal 中に進入して prim orogenic granite として凝結せり。此機構は Fenno-Scandia の全面積の廣範圍に起れるが如く、かくして地殼の此部分の下部に花崗閃綠岩漿石英閃綠岩漿が太古代に生じたり。尙著者は本地域の花崗岩成生狀態は北米、南米の花崗閃綠岩餅盤の成生に甚だ類似すと述ぶ。(Bull. Comm. Geol. Finl. 9, 488~505, 1936)〔瀬戸〕

4888, Jersey 島產煌斑岩及びモンチック岩 Smith, H. G.

英領 Jersey 島の大部は石炭紀時代の花崗岩によりて占められ、それを貫きて數多の煌斑岩及びモンチック岩あり。著者は此等の岩石に就きその礦物成分を詳細に記載し、その成因に關して Brögger, Bowen, Siederholm, 及び Eskola 等の説を引用し議論せり。Jersey 島に於ける花崗岩と煌斑岩との關係は單に偶然に一緒に見らるゝに過ぎずして、新生代に至りて地殼運動の爲に煌斑岩の貫入を見たるものなり。この岩漿は先在の岩石の部分的熔融によりてその成分の變化を受けた

るものなり。礬土礦物及び水晶の如き異常成分は或るものは母岩の不完全なる熔融に歸せられ、又或るものは捕虜岩等による後の原因に歸せらる。(Q. J. Geol. 42, 365~383, 1936)〔待場〕

#### 4889, Inverness-Shire, Glenlg 附近の榴閃岩 Alderman, A. R.

Glenlg 地方の榴閃岩は Lewisian 變麻岩中に限られ帶狀及びレンズ狀となりて現はれ Lewisian 岩層の石灰岩及び火成變麻岩の北北東及び南南西の方向に一致せり。榴閃岩その物は Lewisian 變麻岩の酸性岩漿によりて貫入された amphibolize された榴閃岩、柘榴石-角閃岩及び角閃片岩等よりなる帶をなせり。Glenlg 榴閃岩は主として柘榴石及び綠輝石よりなる bimineralic なる岩石にして角閃石も藍晶石も初生礦物としては認められざるものなり。代表的な榴閃岩礦物の化學成分及び 柘榴石-綠輝石集合物より角閃石斜長石岩への過程に於ける symplectic 及び kelyphitic 構造等の發達に就きて述べたり。而して結論として榴閃岩体は元々非常に廣範圍にありたるものなること、及びその周圍の帶狀の變麻岩は榴閃岩と親子の關係にあるものなることを結論せり。(Q. J. Geol. 42, 488~530, 1936)〔待場〕

#### 4890, Vermont 過塩基性岩の蛇紋化作用 Bain, G. W.

Vermont 蛇紋岩帶は加奈太より南方マナチユセツ迄延び綠泥片岩、角閃岩は白雲母片岩粘板岩によりて境さる。蛇紋化せる過塩基性岩を二つに分類し、第一

は白色風化型と名づけ、風化し難き型、第二は赤色風化型と稱し風化し易き型にして本地域には蛇紋岩の第一の型最も多く、稀なる第二型は autometamorphic type に密接なる關係を有す。この蛇紋化作用は岩石の裂線に支配さるゝものにして、裂線の最も初期は赤色風化蛇紋岩中の橄欖石粒に起り、各橄欖石の變化帶は幅が著しく一樣にして、磁鐵礦、クロム鐵礦の集合を欠く。而して後に生じたる裂線のため此平行帶は破られて、橄欖石及輝石は溫板石に變ず。凡つ之等の溫板石帶及附近の橄欖石は多くのクロム鐵礦及磁鐵礦を含み、自形のクロム鐵礦は後の磁鐵礦により圍まれ脈狀となる。この白色風化の蛇紋化作用は過塩基性岩の結晶作用完成の後に起りたる故に、大なる地体構造の變化を伴ふ。これは deuteric 變化なり。この結果が特種の成分を有する原岩に作用せる働力に依れり。(Bull. Geol. Soc. Amer. 47, 1961~1979, 1936)

(瀬戸)

#### 4891, 龍江省五大連池火山 小倉勉 外 4 氏。

本地域最古の岩石は北中央部に露出する後二疊石炭紀花崗岩にして、次は白堊紀次に洪積層は此等を被覆す。火山活動は第四紀後にして、火山活動の最初は橄欖石玄武岩にして臺地を形成せり。次に 12 個の楕狀火山丘形成せられ、平均基底 800 米高き 100 米なり。火山丘は NW-SE 又は NW-SE 又は之等交叉點に排列せり。此等火山丘の熔岩は緻密質又は粗鬆質過塩基性アルカリ岩にして白榴石及び

anorthoclase を含有する場合とせざる場合とあり。更に中央部に所謂石龍熔岩を噴出し 68 平方軒を蔽へり。本熔岩は玻璃質、緻密塩基性アルカリ岩にして橄欖石、普通輝石及び白榴石を伴へり。更に 1270 年の噴火に依り 166 米と 73 米の 2 個の火山丘形成せられ滿洲に於て有史以來のもの、最初の記録なり。熔岩は石龍と同様なも scoriaceous の性質なり。全地域熔岩は同一岩漿源のものにて、類似型の熔岩に分化せり。白榴石を有する塩基性アルカリ岩の出づるは滿洲に於ける岩石學をより詳細に研究する重要性を有すと述べたり。(滿洲火山調査報告, 1, 1~96, 1936) [河野]

4892, 火山岩中の斜長石の経緯鏡台による統計的研究 本欄 4870 参照。

4893, 淺間火山拋出の含堇青石岩の性状と其の成因 八木貞助。

淺間火山噴出物の堇青石は最も古きは前掛山西南面の浮石層中に、又新しきは釜山現火口の周圍に散在し、前掛火口最後の活動より現在まで引續き生成せられつゝあるものなり。一般に堇青石母岩は灰白色又は帶黄白色の緻密玻璃質のものにして、櫻島噴出物中の Ceramicite と類似す。堇青石は前掛山のものにては 1~2 mm の紫色の小斑點をなして集合し、堇青石個体は顯微鏡下に三連双晶構造を示せり。筆者は更に本堇青石の成因に就て數氏の説を掲げ、結論として次の考察を下せり。即ち淺間山の堇青石は既存の火山岩片が安山岩漿中に捕獲せられ、再熔融を受けし結果造成せられたるものな

りとし、その理由に關して記述せられたり。(服部報公會研究抄録, 3, 294~299, 1937) [竹内]

4894, Lassen National Park の Cinder Cone に於ける火山活動年度の樹輪による決定 Finch, R. H.

Cinder Cone に於ける數回の火山活動の中現在記録されたるは唯 1851 年に起りしもののみなり。筆者はこの火山活動前より成長せし松の木と最初の火山活動の際の火山灰中に根を有する松の木の存在することより、その樹輪が火山活動の際高温の熔岩の爲にいためられたる點より當地に於ける最初の火山作用は 1485 年より 1680 年の間に起り、其後 1567 年、1666 年、1720 年、1785 年にも活動のありしことを知るを得たりと。(Am. Jour. Sci., 33, 140~146, 1937) [竹内]

## 金屬礦床學

4895, 或種の酸化鐵礦に就ての物理的性質 Newhouse, W. H., Glass, J. P.

嘗て Wagner 氏はチタン鐵礦と共生せる magnetic ferric-oxide に對して maghemite なる名稱を與へて磁鐵礦と區別して、之は磁鐵礦の風化によりて形成せられしものなりとなし、Walker は其後之を分析したる結果  $TiO_2$  を 15.5% 含有せることを知れり。著者は今この maghemite と California 州 Iron Mountain より得たる ferromagnetic ferric oxide とを比較して X 線的研究、磁性、研磨面の諸性質等を吟味したる結果、この maghemite はチタンを含有せる磁鐵礦又は含

有せざる磁鐵礦の何れをも交代して生ずるものにしてその成分は恐らく  $(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{O}_3$  より  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  に至るものなるべし。普通は二次的に形成せられるれども、また hydrothermal 及び late magmatic process によりても形成せられ、Iron Mountain より産したる ferromagnetic ferric oxide とは異なるものなるべし。(Econ. Geol., 31, 699~711, 1936) [中野]

#### 4896, Nava Scotia に於ける累帶狀金礦床に就て Newhouse, W. H.

礦床は前寒武利亜紀中に存在し、附近には古生層及花崗岩が露出。礦脈は粘板岩中に主として層理に平行して存在し、之が花崗岩を遠ざかるに従ひて、含有礦物の種類、母岩の變化及含金量等を變化し、大体内帶、中帶、外帶の3つの zone に區別せらる。

内帶は花崗岩底盤に最も近接せる帶にして、所謂深熱水性礦床に相當し、含金石英脈は雲母、灰曹長石、角閃石、柘榴石、電氣石、綠簾石、チタン鐵礦、磁硫鐵礦等の高温性礦物を含む。中帶は中熱水性礦床にして鐵白雲石及方解石等の炭酸鹽類を含むを特質とし、外帶は最も低温度の生成にして輝安礦、自然アンチモン、硫砒鐵礦、黃鐵礦、閃亜鉛礦、黃銅礦、鐵白雲石、曹長石、綠泥石、自然金等を含みて淺熱水性礦床に近し。以上の3つの zone のをなす礦床は皆一根源より生じたるものにして、之が花崗岩の周圍に累帶狀に分布したるものなるべし。(Econ. Geol., 31, 805~831, 1936) [中野]

#### 4897, 湖北省鄂城縣西山及び西雷兩礦床

の成因に就て Cheng, H. H., Tang, K. C.

附近の地質は簡單にして鄙成礦床は殆ど quartzite のみの中に胚胎し、西雷礦床の附近は頁岩、石灰岩、quartzite 等の累層より成り礦床は主として quartzite 中にあり。礦体は一般に平板狀にして母岩の quartzite 中にありて母岩と共に傾斜す。礦石は緻密なる結晶質の赤鐵礦にして、其他部分によりては褐鐵礦を伴ふ。鐵の含量は平均 54.3% なり。礦床の成因に就ては種々の例證を擧げて、淺所に於ける上昇熱溶液によりて形成せられたる epithermal のものなりと云ふ。(Bull. Geol. Soc. China, 15, 555~564, 1936) [中野]

### 石油礦床學

#### 4898, Shoestring oil sands の成因及び分布 Bass, N. W., etc.

Burbank の shoestring sand は大体に於て trends と稱せらるゝレンズ狀の一定の形狀に配列せられ、之等の形狀は大西洋及び Gulf voosts の offshore bars のそれに類似し、且つその斷面の形狀も亦 offshore bars に類似するものなり。而して Bartlesville 及び Burbank の shoestring の油砂の組成及び物理的性質も大西洋及び Gulf coast の現在の offshore bars のそれ等に類似するものなり。現在に於ける offshore bars との比較研究より、Bartlesville の shoestring sand は Cherokee 海の西岸に沿ふて形成せられたる offshore bars と推定せられ、管の上部に相當する Burbank 砂は Cherokee 海の



Teeter-Quincy 及び Sallyard-Lamont 時代に同様な形狀をなして堆積せられたものと推定せらる。(B. Am. A. Petrol. Geol., 21, 30~66, 1937)〔八木〕

#### 4899, Arkansas 古生代砂岩の孔率 Branner, G. C.

Arkansas の Ouachita 山脈より採取せる新鮮なる古生代砂岩 98 資料に就きてその孔率を Russel 氏法によりて測定せり。Ouachita 山脈の褶曲の著しき地層の平均孔率は 5.7% を示し、著しからざる地層の孔率は 7.8% にして、また Ozark Plateau の褶曲を受けざる地層の孔率は 10.9% なり。而して之等の地域に於ける地層の傾斜は褶曲の著しき所に於ては  $54.1^\circ$ 、著しからざる所のものは  $17.0^\circ$ 、又 Ozark Plateau に於ては  $5.1^\circ$  なり。以上の如く砂岩の平均孔率は地層の褶曲度と關係を有する事が明かなり。而して尙詳細に研究するときは砂岩の孔率と炭化作用との關係も明瞭なる可きものなりと推定せらる。(B. Am. A. Petrol. Geol., 21, 67~79, 1937)〔八木〕

#### 4900, Brazil 國 Jurua 河と Peru 國 Ucayali 河との間の石油地質 Oppenheim, V.

當地域の下部白堊紀より始新期迄の堆積層は陸海兩相の堆積層にして、化石が少く、且つ火山岩が存在せざるものなり。而して當地域の地質構造はよく地形と一致し Cordillera Oriental に於ては白堊紀層が背斜構造を示すものなり。Serra do Móa 地方に於ては石油露頭を發見し得ざるも、Ahuaya 河の上流及び Cashiboya

河の支流に於ては所々に發見せらる。而して之等の露頭は多く斷層線に伴ひ、第三紀及び白堊紀層に多數存在するを以て含油層の明瞭なる位置は不明なれども、Andes 山脈の eastern foothills に油田構造が推定せらるゝを以て、將來當地域を探礦する方針なり。(B. Am. A. Petrol. Geol., 21, 97~110, 1937)〔八木〕

#### 4901, 油砂の物理的試験 大橋備治。

油槽岩の物理的性質の研究は殘留油の回收上極めて重要なものなり。筆者は本邦各油田の油砂に就きて分粒試験、孔率及び滲透試験等を行ひ次の結果を得たり。即ち(1)本邦油砂の内北海道の油砂が最も細粒にして、秋田産のものが中粒、新潟産のものが粗粒なり。(2)孔率は 34.5~47.2% なるが 42% のものが 70% を占めその平均孔率は 41.5% なり。(3)孔率と粒子の大きさの間には何等の關係なし。(4)滲透速度係数は孔率及び砂粒の大小には關係なく原油の粘稠度と密接なる關係を有す。要するに出油は油槽岩を通過する石油の速度によるものなるが故に油田の産油狀態を決定する爲には各油砂の滲透速度係数を測定す可きものなり(日鑛, 53, 6~15, 1937)〔八木〕

#### 4902, Texas の Sulphur Bluff 油田 Thompson, E. G.

Sulphur Bluff 油田は Texas の Hopkins Country にあり Sulphur Spriggs の北東 14 哩に位す。同油田は Talco 油田と同様に Poweil-Maxia 斷層線に伴ふ斷層構造にして、1936 年に發見せられたるものなり。同油田の構造は Pecan Gap chalk

が 375' の落差を有し、斷層に沿ふて北方に傾斜する背斜にして、地表地質、鑿井結果及び物理探礦の結果によれば Sulphur Bluff 斷層は Talco 斷層と平行にして同斷層の北東端に於て 1½ 哩の距離を有するものなり。同油田の幅は 3000' にして長さ 1 哩に達するものなり。(B. Am. A. Petr. Geol., 21, 111, 1937)〔八木〕

### 窯業原料礦物

#### 4903. 粘土の物理性に關聯せる化學成分 Marshall, C. E.

Pauling は劈開面に於ける單位格子の大きさは、礦物の化學成分の如何に拘らず、大約 5.0 及び 9.0 Å なりと述べたり。この結果は次表の各礦物に於て極めて良く一致す。

礦 物	a <sub>0</sub>	b <sub>0</sub>
β-cristobalite	5.03 Å	8.71 Å
gibbsite	8.70	5.09
brucite	9.4	5.4
muscovite	5.17	8.94
talc	5.26	9.10
pyrophyllite	5.14	8.90
chlorite	5.3	9.25
kaolinite	5.14	8.90
halloysite	5.20	8.92
nacrite	5.16	8.93
dickite	5.15	8.91
montmorillonite	5.1	8.83
nontronite	5.23	9.06
vermiculite	5.3	9.2

此等の單位格子を用ゐて、Pauling は kaolinite 及び pyrophyllite を、又 Gruner は kaolinite, dickite 及び nacrite の結晶構造を研究せり。粘土及び類似礦物は結晶構造より次の如く分類さる。

礦 物	格子型	化學成分
halloysite	1:1	$\begin{cases} \text{Al}_2(\text{OH})_6 \\ \text{Si}_2\text{O}_3(\text{OH})_2 \end{cases}$
metahalloysite	1:1	$\begin{cases} \text{Al}_2\text{O}(\text{OH})_4 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \end{cases}$
kaolinite	1:1	$\begin{cases} \text{Al}_2\text{O}(\text{OH})_4 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \end{cases}$
dickite	1:1	$\begin{cases} \text{Al}_2\text{O}(\text{OH})_4 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \end{cases}$
pyrophyllite	2:1	$\begin{cases} \text{Si}_2\text{O}_3 \\ \text{Al}_2\text{O}_2(\text{OH})_2 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \end{cases}$
talc	2:1	$\begin{cases} \text{Si}_2\text{O}_3 \\ \text{Mg}_3\text{O}_2(\text{OH})_2 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \end{cases}$
montmorillonite	2:1	$\begin{cases} \text{Al}_2\text{O}_2(\text{OH})_2 \\ \text{Si}_2\text{O}_3 \\ (\text{H}_2\text{O})_x \end{cases}$

(Trans. Ceram. Soc. Eng. 35, 401, 1936)

〔大森〕

#### 4904. 硝子の化學的耐久性に關する根本原理 Berger, E.

硝子の耐久性を決定するには、硝子の新しき面に就て之を求めること、表面積を決定すること及び溶劑を充分なる速さにて振盪し、硝子の分解量は溶液中の溶解性物質の量に依りて求むること必要なり。硝子の酸及び水に對する耐久性（溶解量 S）と時間 t との關係は、 $dS/dt = P/(S+r+S_0)$  或は  $dS/dt = L/(t+a+t_0)$  にて求めらる。こゝに S<sub>0</sub> 及び t<sub>0</sub> は Pre-extraction に相當する溶解量及び時間、P, r 或は L, a は溫度、硝子及び溶劑の種類に依りて異なる常數なり。P 或は L は硝子と溶劑とのポテンシャルを、又上式に於ける分母は溶解速度の抵抗を示す。アルカリ性の溶劑に於ては、 $dS/dt = P/(r+S/M)$  なり。こゝに S/M は單位容積中の溶解量なり。更に之を實驗にて確めたり

この結果に依れば一般に  $V_0 = [dS/dt]_{t=0}$  とすれば、 $V_0$  = ポテンシャル/抵抗なる關係が存在す。(Jour. Soc. Glass, Tech. 20, 257~278, 1936) [大森]

## 石 炭

### 4905. 石炭の硬度 森政 保。

筆者は粉炭の組成並びに炭化度と煉炭の品質との關係を求むるに際し、石炭の硬度を測定せり。硬度の指數を、粉碎されたる粉中に存在する一耗以上の大きさの粒の數を以て表はすに、この結果は Schultes 及び Göcke に依る種々の石炭の粉化性を石炭粉の生成量に就て實驗せるものと一致し、多脂炭の硬度最低にして一耗以上のもの 28% なるに對し、不粘結性炭はやゝ硬く (44%)、揮發分多き長焰瓦斯炭は最硬 (70%) なり。次に 0.088 ~ 2 耗の同一石炭を用ゐ、7% のビッチを添加して煉炭を作成し、その強度を石炭の硬度と比較するに、揮發分の比較的少きものに於ては、煉炭が石炭よりやゝ高けれども兩者ほぼ一致するに對し、30% 以上の瓦斯炭に於ては、後者が著しく大となれり。(石炭時報, 11, 27~34, 昭 11) [大森]

### 4906. バンカー炭の性質 森永泰士。

バンカー炭は蒸氣用炭とも稱し、蒸氣發生の目的に使用する石炭の總稱なり。バンカー炭として最も必要なる條件は水分及び灰分の少きこと、揮發分の含有量 25% 内外のものなるべきことなり。石炭に粘結性を有することは、石炭の急激なる燃焼を抑制する性能を有するを以て、

バンカー炭としては或程度の粘結性を有すること最も必要なり。(石炭時報, 11, 19~24, 昭 11) [大森]

### 4907. 滿洲國內に於ける炭田分布 前島 吳一。

滿洲國內に於ける主要炭田の分布は哈爾濱附近を通る北 45° 東の線にて二等分して考へられ、西南端熱河省赤峯附近より東北部鶴岡附近を通る線の東南部には炭田非常に多く、その西北部に少き傾向あり。炭田偏在の理由は種々あれど、西北部に大興安嶺、小興安嶺の山脈ありて火成岩の多く現出せる爲なるべく、又人口、交通の發達少き爲炭田發見の機會少き點も考慮せらるべし。主要炭田を省別にすれば、三省省：鶴岡炭田、富錦炭田；濱江省：密山炭田；東寧炭田；吉林省：蛟河炭田、舒蘭炭田；間島省：琿春炭田、和龍炭田；奉天省：西安炭田、西豐炭田、撫順炭田、田師付炭田、本溪湖炭田、煙臺炭田、五湖嘴炭田；安徽省：火成岩發達し特記する炭田なし；錦州省：阜新炭田、八道溝炭田、北票炭田、南票炭田；熱河省：赤峰炭田、興隆炭田なり。地質的分布状態は奉天鐵嶺間を通る東 15° 北の線によりて全滿を二分して考へられ、北線の南部より遼東半島、朝鮮にかけて古生層の地層發達し、二疊石炭紀に屬する無煙炭乃至瀝青炭多く、又此線の北部は中生層にして侏羅紀、稀に白堊紀の瀝青炭稀に褐炭あり、猶其の中間に撫順、琿春等の如き第三紀層ありて褐炭、瀝青炭を有するものなり。現在に於ける推定埋藏炭量は 67 億噸と考へらる。(石炭時報, 11, 578~



585, 1936)〔竹内〕

4908, 朝鮮の有煙炭 朝鮮總督府殖産局  
鑛山課。

朝鮮に産する有煙炭は全部褐炭にして九州又は北海道に於て採掘さるゝ如き瀝青炭は今日迄全く發見されず。然して有煙炭の分布さるゝ地域は主として咸鏡北道の鐵道沿線なれど、其の他平安南道、黃海道、慶尙南道、咸鏡南道にも點在せり。炭層は全部新生代第三紀層に屬す。主要なる炭田の分布次の如し。咸北炭田（明川・吉州炭田，合水炭田，鏡城炭田，會寧炭田，穩城・鍾城炭田，慶源炭田，慶興炭田），永興炭田，咸興炭田，安州炭田，鳳山炭田，通川炭田，迎日炭田。現在調査の範圍に於ける朝鮮有煙炭の總埋藏量は約三億八千萬甕強なり。炭質はこれを詳細に見る時は瀝青炭に近き良質のものより亞炭類似の品質劣れるものあれど、大部分は塊狀又は立方形の割目を有し、色は一樣の鈍黒を呈し、燃焼に際して幾分黑煙を生ずるものあれど一般に青白色の煙を發し煤煙少し。殆んど總て不粘結性にして、石炭に琥珀を含むもの多き特徴あり。分析結果、揮發分 35~50%，固定炭素 30~50%，灰分 5~15%，水分 10~20%，硫黃 0.4~1.2%：比重 1.32~1.45 にして發熱量 7000~4000 カロリーを有す。（石炭時報，11, 923~930, 1025~1030, 1936）〔竹内〕

## 參考科學

4909, 中央構造線の研究に就くの一試案  
渡邊貫。

鐵道新線中にて中央構造線に沿へるものにつきてその工事中特に墜道、大切取の箇所に於て屢々蛇紋岩類に遭遇し、其大部が明かに斷層線上に沿ひて注入したる證據ありて、時には更にこの蛇紋岩々脈が其後の斷層運動のために壓碎せられて鱗片狀の滑肌をなせるものが多く、このために大なる地壓の増加を招來するものにして、筆者は之等の地塊運動と蛇紋岩の注入に就き多數の證據資料を基として、1. 蛇紋岩の注入は中央構造線成生の  
大破綻作用と同時に又は直後に行はれたる  
こと、2. 蛇紋岩注入後斷層運動が屢々繰返へされ、その一部は衝上斷層なること、  
等の事柄を推測し、以上の問題に就きては將來更に中央構造線の地球物理學的構造地質學研究の必要を力説せり。（地學，49, 23~28, 昭12）〔中野〕

## 會報及雜報

總會及び聯合講演會豫告 來る4月3日乃至4日京都市に開催の本會總會並に本會と日本地質學會、日本火山學會、日本地理學會、地球學團との聯合講演會順序は卷末廣告として掲載せるを以て會員各位の御閱覽を望む。（係）



## 本 會 役 員

會 長 神 津 倣 祐

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	瀬戸 國勝	會計主任	高根 勝利
圖書主任	八木 次男		

## 本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	佐々木敏綱	杉本五十鈴	竹内 維彦
立岩 巖	田中鎔秀三	徳永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎
野田勢次郎	原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男
保科 正昭	本間不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚
井上禧之助	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次	

## 本誌抄録欄擔任者 (五十名)

大森 啓一	河野 義禮	鈴木廉三九	瀬戸 國勝	高橋 純一
竹内 常彦	高根 勝利	鶴見志津夫	中野 長俊	根本 忠寛
待場 勇	八木 次男	吉木 文平	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十二年三月廿五日印刷

昭和十二年四月 一 日發行

## 編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内  
日本岩石礦物礦床學會  
右代表者 河 野 義 禮

## 印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地  
鈴 木 杏 策

## 印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地  
東北印刷株式會社  
電話 287番・860番

## 入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内  
日本岩石礦物礦床學會  
會 費 發 送 先  
右 會 内 高 根 勝 利

(版費仙臺 8825番)

## 本 會 會 費

半ヶ年分 參圓 (前納)  
一ヶ年分 六圓

## 賣 捌 所

仙臺市國分町  
丸善株式會社仙臺支店  
(版費仙臺 15番)  
東京市神田區錦丁三丁目十八番地  
東 京 堂  
(版費東京 270番)

本誌定價(郵稅共) 一部 60錢  
半ヶ年分 豫約 3圓30錢  
一ヶ年分 豫約 6圓50錢  
本誌廣告料 普通頁 1頁 20圓  
半年以上連載は 4割引

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS.

Etch-figures of high quartz and a consideration for

Dauphiné twinning.....S. Kôzu, R. H., Sh. Watanabé, R. S.

On the glauconite from Taityu Prefecture, Formosa

.....T. Kôno, R. S., M. Yamazaki, K. S.

Con- and in-synclorium in the oil fields of Japan (2)....J. Takahashi, R. H.

Thulite from the Shisaka islands in the prefecture of Ehimé.

.....T. Yoshimura, R. S.

Abstracts :

*Minerology and Crystallography.* A new modification of quartz at  
-183.5°C etc.

*Petrology and Volcanology.* Recent studies on silicates at high  
temperatures and their importance for petrogenetic considerations  
etc.

*Ore deposits.* Some physical properties of certain iron-oxide ores etc.

*Petroleum deposits.* Origin and distribution of Shoestring oil sands etc.

*Ceramic minerals.* Chemical composition of clays in relation to their  
physical properties etc.

*Coal.* Hardness of coal etc.

*Related Science.* On the great Median Tectonic-line of Japan.

Notes and News.

---

Published monthly by the Association, in the Institute of  
Mineralogy, Petrology, Economic Geology,  
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.